Gheorghe Roșian

GEOMORFOLOGIA MEDIULUI

Presa Universitară Clujeană

GHEORGHE ROȘIAN

GEOMORFOLOGIA MEDIULUI

Referenţi ştiinţifici:

Conf. univ. dr. Octavian-Liviu Muntean
Conf. univ. dr. Sorin Filip

ISBN 978-606-37-0247-1

© 2017 Autorul volumului. Toate drepturile rezervate. Reproducerea integrală sau parţială a textului, prin orice mijloace, fără acordul autorului, este interzisă şi se pedepseşte conform legii.

Cartografiere digitală: Gheorghe Roșian

Universitatea Babeş-Bolyai
Presa Universitară Clujeană
Director: Codruța Săcelean
Str. Hasdeu nr. 51
400371 Cluj-Napoca, România
Tel./fax: (+40)-264-597.401
E-mail: editura@editura.ubbcluj.ro
http://www.editura.ubbcluj.ro/

GHEORGHE ROȘIAN

GEOMORFOLOGIA MEDIULUI

PRESA UNIVERSITARĂ CLUJEANĂ

2017

Profesorului meu de Geomorfologie,
Ioan Mac.

CUPRINS

Cuvânt înainte ... 11
Cap. 1. Geomorfologia mediului. Obiectul de studiu ... 13
Cap. 2. Relieful – component al mediului ... 19
Cap. 3. Metodologia utilizată în studiul reliefului ... 27
3.1. Principii ... 28
3.2. Metode ... 30
3.3. Procedee ... 35
3.4. Mijloace ... 36
Cap. 4. Agenți, procese și mecanisme morfogenetice ... 39
4.1. Agenți morfogenetici ... 39
4.2. Procese morfogenetice ... 40
4.3. Mecanisme morfogenetice ... 43
4.4. Mediul morfogenetic ... 43
Cap. 5. Relieful generat de factorii interni ai Terrei ... 49
5.1. Structura Terrei ... 49
5.2. Plăcile litosferice ... 53
5.2.1. Conceptul de litosferă ... 53
5.2.2. Dinamica plăcilor litosferice ... 57
5.2.3. Relieful continentelor și oceanelor ... 71
5.2.3.1. Relieful continentelor ... 71
5.2.3.2. Relieful oceanelor ... 79
5.3. Relieful magmato-vulcanic ... 85
5.3.1. Procesele magmatice și relieful magmatic intrusiv ... 86
5.3.1.1. Procesele magmatice ... 86
5.3.1.2. Relieful structurilor magmatice ... 87
5.3.2. Procesele vulcanice și relieful vulcanic ... 88
5.3.2.1. Procesele vulcanice ... 88
5.3.2.1.1. Tipuri de erupție ... 90
5.3.2.1.2. Produsele activității vulcanice ... 92
5.3.2.2. Relief vulcanic ... 94
5.3.2.3. Răspândirea vulcanilor pe Terra ... 102
5.3.2.4. Mișcările seismice ... 103
5.4. Relieful structural ... 105
5.4.1. Relieful structurilor orizontale ... 107
5.4.2. Relieful structurilor monoclinale ... 109
5.4.3. Relieful structurilor boltite ... 112
5.4.4. Relieful structurilor diapire ... 114

5.4.5. Relieful structurilor cutate ... 116
5.4.6. Relieful structurilor șariate ... 122
5.4.7. Relieful structurilor faliate ... 125
5.5. Relieful petrografic ... 138
5.5.1. Clasificarea rocilor ... 139
5.5.2. Proprietățile rocilor ... 140
5.5.3. Relieful format pe granite ... 143
5.5.4. Relieful format pe argile ... 146
5.5.5. Relieful format pe loess ... 148
5.5.6. Relieful modelat pe nisipuri ... 151
5.5.7. Relieful format pe gresii şi conglomerate ... 153
5.5.8. Relieful carstic ... 155
5.5.8.1. Condiții pentru formarea carstului ... 155
5.5.8.1.1. Roci carstificabile ... 155
5.5.8.1.2. Rolul apei în carstificare ... 157
5.5.8.2. Exocarstul ... 161
5.5.8.2.1. Lapiezurile ... 161
5.5.8.2.2. Dolinele ... 163
5.5.8.2.3. Uvalele ... 164
5.5.8.2.4. Poliile ... 165
5.5.8.2.5. Depresiunile carstice deschise ... 166
5.5.8.2.6. Văile carstice ... 166
5.5.8.2.7. Carstoplenele ... 168
5.5.8.2.8. Pereții verticali ... 168
5.5.8.2.9. Crestele calcaroase ... 169
5.5.8.2.10. Martorii de eroziune ... 169
5.5.8.3. Endocarstul ... 169
5.5.8.3.1. Peșterile ... 169
5.5.8.3.2. Avenele ... 186
5.5.8.4. Tipurile de carst ... 188
5.5.8.4.1. Tipurile morfologice de carst ... 188
5.5.8.4.2. Tipurile climatice de carst ... 189
5.5.8.5. Evoluția reliefului carstic ... 193
Cap. 6. Relieful generat de factorilor externi ai Terrei ... 195
6.1. Meteorizația ... 195
6.1.1. Dezagregarea ... 197
6.1.2. Alterarea ... 201
6.1.3. Biometeorizația ... 204
6.1.4. Produsele meteorizației ... 205
6.1.4.1. Formele de relief reziduale ... 205

6.1.4.2. Scoarţa de meteorizaţie 206
6.2. Relieful fluvial 214
6.2.1. Procesele fluviale 215
6.2.1.1. Eroziunea fluvială 216
6.2.1.2. Transportul fluvial 220
6.2.1.3. Acumularea fluvială 222
6.2.2. Formele de relief fluvial 223
6.2.2.1. Albiile 224
6.2.2.1.1. Secţiunea transversală a albiei 225
6.2.2.1.2. Tipologia albiilor 239
6.2.2.1.3. Profilul longitudinal al albiilor 255
6.2.2.2. Luncile râurilor 258
6.2.2.3. Terasele fluviale 261
6.2.2.4. Conurile aluviale 266
6.2.2.5. Piemonturile 267
6.2.2.6. Deltele 274
6.2.2.7. Câmpiile de nivel de bază 277
6.2.2.8. Versanţii 278
6.2.2.8.1. Elementele de formă ale versantului în profil şi în plan 280
6.2.2.8.2. Unităţile morfologice şi funcţionale ale versanţilor 283
6.2.2.8.3. Evoluţia versanţilor 290
6.2.2.8.4. Clasificarea versanţilor 307
6.2.2.8.5. Scurgerea apei pe versant şi formele de relief generate 308
6.2.2.8.6. Forme de relief generate de deplasările în masă 319
6.2.2.9. Văile fluviale 345
6.2.2.9.1. Tipuri de văi 346
6.2.2.9.2. Evoluţia văilor 348
6.3. Relieful litoral 355
6.3.1. Procesele geomorfologice din domeniul litoral 365
6.3.1.1. Abraziunea 365
6.3.1.2. Transportul litoral 367
6.3.1.3. Acumularea litorală 370
6.3.2. Forme de relief din domeniul litoral 370
6.3.2.1. Formele de abraziune 370
6.3.2.1.1. Faleza 370
6.3.2.1.2. Platforma de abraziune 373
6.3.2.1.3. Terasele litorale 374
6.3.2.2. Forme de acumulare litorală 375
6.3.2.2.1. Plaja 375
6.3.2.2.2. Bancurile litorale 379

6.3.2.2.3. Cordoanele litorale 379
6.3.2.2.4. Câmpiile litorale 382
6.3.2.2.5. Forme de acumulare datorate vieţuitoarelor 383
6.3.3. Tipologia ţărmurilor 385
6.3.4. Evoluţia ţărmurilor 390
6.4. Relieful glaciar 393
6.4.1. Procesele geomorfologice glaciare 408
6.4.1.1. Eroziunea glaciară 408
6.4.1.2. Transportul glaciar 411
6.4.1.3. Acumularea glaciară 415
6.4.2. Forme de relief glaciar 418
6.4.2.1. Relieful glaciar de eroziune 418
6.4.2.1.1. Microforme de eroziune glaciară 420
6.4.2.1.2. Forme intermediare de eroziune glaciară 422
6.4.2.1.3. Macroforme de eroziune glaciară 424
6.4.2.2. Relieful glaciar de acumulare 431
6.4.2.2.1. Asociaţii şi forme de acumulare subglaciare 432
6.4.2.2.2. Morenele marginale 439
6.4.2.2.3. Asociaţii şi forme de acumulare supraglaciare 441
6.4.2.2.4. Asociaţii şi forme de acumulare proglaciare 443
6.4.2.2.5. Asociaţii şi forme de acumulare glaciolacustre 444
6.5. Relieful periglaciar 446
6.5.1. Procesele periglaciare 450
6.5.1.1. Gelifracţia 451
6.5.1.2. Nivaţia 454
6.5.1.3. Eolizaţia 455
6.5.1.4. Gelifluviaţia 455
6.5.1.5. Cryocarstul 456
6.5.2. Forme de relief periglaciare 456
6.5.2.1. Forme periglaciare pe suprafeţe plane 456
6.5.2.1.1. Desenele periglaciare 456
6.5.2.1.2. Penele de gheaţă 459
6.5.2.1.3. Hidrolacoliţii 460
6.5.2.1.4. Pingo 461
6.5.2.1.5. Palsas-urile 462
6.5.2.1.6. Termocarstul 463
6.5.2.1.7. Involuţiile 466
6.5.2.1.8. Pavajele periglaciare 466
6.5.2.1.9. Câmpurile de blocuri 467
6.5.2.2. Formele periglaciare de versant 467

6.5.2.2.1. Forme generate de solifluxiune 467
6.5.2.2.2. Grohotişurile 468
6.5.2.2.3. Râurile de pietre 468
6.5.2.2.4. Blocuri glisante 469
6.5.2.2.5. Gheţarii de pietre 470
6.5.2.2.6. Formele de nivaţie 471
6.5.2.2.7. Depozitele de versant stratificate 472
6.5.2.3. Formele periglaciare poligenetice 473
6.5.2.3.1. Văile asimetrice periglaciare 474
6.5.2.3.2. Terasele de crioplanaţie 474
6.5.2.3.3. Criopedimentele 474
6.6. Relieful eolian 475
6.6.1. Procesele eoliene 476
6.6.1.1. Eroziunea eoliană 477
6.6.1.2. Transportul eolian 477
6.6.1.3. Acumularea eoliană 478
6.6.2. Formele de relief eolian 479
6.6.2.1. Formele de eroziune eoliană 479
6.6.2.1.1. Pavajul de deflaţie şi hamadele 479
6.6.2.1.2. Ventifactele 479
6.6.2.1.3. Yardang-urile 480
6.6.2.1.4. Scobiturile eoliene 481
6.6.2.1.5. Depresiunile de deflaţie şi coraziune 481
6.6.2.2. Formele de acumulare eoliană 482
6.6.2.2.1. Ridurile eoliene 482
6.6.2.2.2. Movilele de nisip 483
6.6.2.2.3. Dunele 484
6.6.2.2.4. Câmpurile de dune 491
6.7. Relieful antropic 493
6.7.1. Procese geomorfologice antropice 495
6.7.2. Formele de relief antropic 498
6.7.2.1. Formele de relief generate de excavări 499
6.7.2.2. Forme de relief generate de depunere 502
6.7.2.3. Forme de relief generate de nivelare 506
Cap. 7. Hazarduri şi fenomene geomorfologice de risc 507
7.1. Hazardurile geomorfologice 507
7.2. Vulnerabilitatea la hazarduri geomorfologice 511
7.3. Fenomene geomorfologice de risc 514
Summary 519
Bibliografie 533

CUVÂNT ÎNAINTE

Relieful Terrei a fost abordat de-a lungul timpului sub diverse aspecte, fapt ilustrat de literatura ştiinţifică existentă. În lucrarea de faţă, intitulată Geomorfologia mediului, relieful este privit ca parte a mediului, în interacţiunea sa cu ceilalţi componenţi ai acestuia (abiotici, biotici şi antropici), relieful fiind inclus în categoria componentelor abiotice ale mediului.

În contextul actual, în care mediul presupune existenţa a două elemente, unul înconjurat şi altul înconjurător, relieful este considerat ca element înconjurat de către ceilalţi componenţi ai mediului. Această situaţie determină ca relieful să fie, pe de o parte, influenţat de către ceilalţi componenţi, iar pe de alta, prin dinamica sa să îi influenţeze pe aceştia din urmă.

Doar în astfel de condiţii se poate vorbi de o **geomorfologie a mediului**, după părerea mea, una mult mai cuprinzătoare, decât formulările existente, referitoare la geomorfologia environmentală, care pune accent doar pe relaţia dintre om şi relief.

Indiferent de unghiul din care sunt abordate, procesele geomorfologice şi formele de relief rezultate în urma derulării acestora sunt aceleaşi. Diferenţele dintre lucrările care îl prezintă, sub aspect didactic şi ştiinţific, sunt date la urma urmei de cei care le scriu. Chiar dacă în multe locuri tratarea problematicilor converg spre o geomorfologie generală sau clasică, nu trebuie ignorată o astfel de direcţie, atunci când se doreşte prezentarea reliefului Terrei, pe înţelesul cât mai multor specialişti. La urma urmei, pornind de la obiectul de studiu al Geomorfologiei mediului, aşa cum este prezentat în această lucrare, fiecare agent, fiecare proces, fiecare formă de relief rezultată în urma interacţiunii substratului cu ceilalţi componenţi ai mediului, trebuie prezentată ca atare. Abia după ce sunt consolidate lucrurile elementare se poate merge spre aprofundări, spre finețuri geomorfologice, care în condiţiile actuale sunt îndeplinite de lucrările publicate sub formă de articole ştiinţifice.

Nu intenţionez prin această lucrare să prezint o altă geomorfologie, ci doar să evidenţiez modul cum factorii interni şi externi, interacţionând cu rocile şi structurile, au modelat scoarţa terestră. Aceasta din urmă, la rândul său, influenţează procesele din mediul în care trăim şi ne desfăşuram activitatea.

În acest caz consider că Geomorfologia a rămas aceeaşi, doar unghiul de abordare este diferit, fapt ce a făcut posibilă intitularea acestei lucrări Geomorfologia mediului. Chiar dacă se va considera o astfel de abordare destul de îndrăzneaţă, consider că este bine venită, mai ales în contextul studierii reliefului la o facultate de profil.

Capitole acestei lucrări includ şi prelegerile ţinute în cadrul cursului de Geomorfologia mediului, în intervalul 2008 – 2017 la Facultatea de Ştiinţa şi Ingineria Mediului, din cadrul Universităţii Babeş-Bolyai. În acest context, tratarea

problemelor are loc pornind de la agent şi proces, spre formele de relief generate de către aceştia.

Referitor la aparatul bibliografic utilizat în elaborarea lucrării, cu toate că am consultat numeroase lucrări publicate la nivel internaţional, am preferat să utilizez şi să mediatizez literatura geomorfologică românească. Şcoala geomorfologică din România nu este cu nimic mai prejos decât cea din alte ţări, scrisă în limbi de circulaţie internaţională, doar că de multe ori se preferă citarea variantelor alohtone ale cărţilor de geomorfologie, deoarece sunt mai sonore şi mai uşor de plagiat. Am considerat aşadar necesar, aducerea în atenţia cititorilor a rezultatelor din geomorfologia scrisă în limba română, din motiv că lucrările respective sunt mai uşor de înţeles şi găsit pentru consultare.

Această lucrare a fost precedată în 2011 de una cu acelaşi nume (Geomorfologia mediului. Caiet de lucrări practice), structurată sub forma unui caiet de lucrări practice (Roşian, 2011a), ceea ce explică de ce câteva capitole se regăsesc, într-o formă asemănătoare în lucrarea de faţă. Trecerea celor şase ani de la publicarea lucrării menţionate, prima cu o astfel de denumire din literatura de specialitate din România, a însemnat un timp preţios în care am avut posibilitatea să reflectez mai curat la modul cum agenţii din mediu, deveniţi geomorfologici, interacţionează cu relieful existent, generând noi şi noi forme de relief, pe care generaţiile, indiferent de vârstă trebuie să ştie cum să le înţeleagă şi cum să le preţuiască.

Gheorghe Roşian

CAPITOLUL 1
GEOMORFOLOGIA MEDIULUI. OBIECTUL DE STUDIU

În demersul de evidențiere a obiectului de studiu al Geomorfologiei mediului, trebuie făcute unele precizări referitoare la Geomorfologie ca știință și la obiectul ei studiu.

Etimologic numele acestei științe rezultă din combinarea cuvintelor grecești **ge** (pământ), **morphe** (formă) și **logos** (studiu, discurs). Este pe scurt știința care se ocupă cu studiul formelor de relief, sau mai precis studiază relieful sub toate aspectele sale. Geomorfologia face astfel parte, din grupa științelor despre Pământ, iar cât și ce cuprinde în sfera sa se poate preciza prin enumerarea obiectivelor pe care le are în atenție: *„redarea geometriei formelor de relief (dimensiune, poziție, formă, raporturi); explicarea genezei formelor; stabilirea legilor dezvoltării în timp; stabilirea legilor grupării genetice și repartiției lor pe suprafața pământului; evaluarea practică a reliefului de către om”* (Mac, 1976, p. 2). Autorul citat subliniază în continuare că, baza cunoașterii o reprezintă înțelegerea dialecticii dintre două grupe mari de factori: endogenetici și exogenetici, raportul lor fiind concretizat în starea reliefului.

Definițiile prezentate în continuare subliniază și ele că, geomorfologia studiază formele de relief ale scoarței terestre din punct de vedere genetic, evolutiv, al răspândirii spațiale și al valorificării acestora în scopuri aplicative (Grigore, 1979).

La rândul lor, Chorley et al., 1984 menționează că geomorfologia *„studiază caracteristicile geometrice ale suprafeței Pământului, cu referire atât asupra reliefului dezvoltat deasupra nivelului mării, cât și asupra celui submarin, geomorfologia incluzând toate aspectele de la interfața dintre substrat hidrosferă și atmosferă”* (p. 3).

În aceeași ordine de idei (Rădoane et al., 2000), se subliniază că geomorfologia studiază formele de relief ale scoarței terestre *„pe care le descrie și explică, pe baza unui aparat conceptual propriu, în termenii geometriei, genezei, dinamicii, istoriei și repartiției lor, precum și în termenii relațiilor dintre forme și dinamica materialelor care dau formele, scopul acestei științe fiind stabilirea legilor generale care guvernează repartiția și dinamica reliefului și folosirea acestora în postdicția și predicția schimbărilor în morfologie”* (p. 4).

Un punct de vedere asemănător este exprimat de Hugget (2005) care precizează că geomorfologia *„studiată caracteristicile suprafeței Pământului, adică formele ei de relief – văi, versanți, câmpii, plaje, dune de nisip și altele”* (p. 3).

De asemenea, *„geomorfologia prezintă fizionomia, caracteristicile fizice, alcătuirea, geneza, evoluția, vârsta, formelor de relief; mai mult le stabilește locul*

(ierarhizarea) în sistemul geomorfologic; prin cunoaștere teritorială permite diferențieri regionale, iar prin sinteză conduce la definirea de metode de rang diferit" (Ielenicz, 2005, p. 8).

Reiese că geomorfologia are ca obiect descrierea și explicarea reliefului terestru - continental și submarin (Cioacă, 2006). După cum se observă, din simpla prezentare a definițiilor, elementul comun îl reprezintă relieful, context în care trebuie definit și el: *„totalitatea denivelărilor de la suprafața Pământului, iar prin suprafața Pământului trebuie să înțelegem suprafața scoarței terestre în totalitatea ei: uscat și oceanic"* (Cioacă, 2006, p. 17).

Așadar, geomorfologia nu numai că studiază un component al mediului, am numit astfel relieful, dar îl și analizează în strânsă legătură cu stările în care există, prin intermediul metodelor specifice, dar și cu ajutorul celor caracteristice științelor prin mijlocirea cărora geomorfologia s-a afirmat.

Înseamnă că relieful nu este numai un element aritmetic al mediului terestru, ci unul cu funcție de susținere al acestuia. Studiind relieful și analizând în mod clar interacțiunea tuturor celorlalți componenți ai mediului, cercetările geomorfologice în general, dar mai ales cele aplicative ajung la adevărata cunoaștere științifică a acestuia.

Dificultatea problemelor la care Geomorfologia trebuie să ofere răspunsuri concrete a crescut de-a lungul timpului. Acest fapt are la bază mai multe cauze: creșterea gradului de utilizare a spațiului geografic, diminuarea suprafețelor fără prea mari restricții de utilizare, degradarea mediului. Aceste cauze nu modifică radical menirea geomorfologiei, ci doar modalitățile în care este realizată aceasta (Petrea, 1998). Ea a rămas astfel, aceea de a cunoaște integral relieful, într-un scop bine precizat: elaborarea informației indispensabilă utilizării practice a reliefului. Realizarea acestui deziderat va depinde într-o măsură decisivă, de răspunsul la întrebările referitoare la locul și momentul produceri în viitor a unor transformări nedorite ale reliefului și de soluțiile furnizate pentru preîntâmpinarea sau surmontarea cu cheltuieli minime a dificultăților, care pot proveni din evoluțiile nefaste ale acestuia (Petrea, 1998).

Pe măsură ce Geomorfologia ca știință și-a dovedit tot mai mult utilitatea practică, răspunzând tot mai bine comenzii sociale adresate, s-a evidențiat tot mai mult apropierea ei de problemele de mediu, pentru soluționare lor.

Astfel, Geomorfologia a trebuit să se implice adecvat în rezolvarea problemelor de mediu, mai ales dacă ne gândim că obiectul ei de studiu – relieful - este un component al mediului. Necesitatea unei geomorfologii mai apropiate de nevoile componentei antropice a fost subliniată în urmă cu câteva decenii, în timpul Simpozionului de Geomorfologie de la Binghampton în 1970, dedicat Geomorfologiei environmentale (Filip, 2008).

În literatura de specialitate au apărut astfel primele formulări referitoare la legătura dintre geomorfologie și mediu. Trebuie precizat în acest context că,

termenul de *environmental geomorphology* (din limba engleză) a fost tradus de fiecare dată, în limba română, prin geomorfologie environmentală. Este interesant de urmărit în continuare, care au fost principalele puncte de vedere față de obiectul de studiu al Geomorfologiei environmentale.

În conformitate cu grupurile de cercetare din domeniul geomorfologiei British Geomorphological Research Group, International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation (Olanda), prin rețeaua Gets "Geomorphology And Environmental Transportation Systems", School Of Geography And Environmental – prin Geomorphology Research Group, Marea Britanie etc. *„problema geomorfologiei environmentale este abordată cel mai frecvent prin prisma aplicării principiilor și tehnicilor geomorfologice în soluționarea aspectelor environmentale legate de procesele de suprafață și formele de relief, cu examinarea proceselor și schimbărilor geomorfologice legate de activitățile umane, precum și al managementului diverselor categorii de terenuri. Din păcate această abordare se înscrie mai degrabă în sfera geomorfologiei aplicate"* (Filip, 2008, p. 18).

O astfel de tendință a fost imprimată, de la începutul folosiri termenului de geomorfologie environmentală, de către Coates în 1971. Autorul citat menționa că geomorfologia environmentală se referă la utilizarea practică a geomorfologiei pentru soluționarea problemelor, acolo unde omul dorește să transforme sau să folosească și să schimbe procesele superficiale.

Un alt punct de vedere este cel din lucrarea "Environmental Geomorphology" (Panizza, 1996) unde se subliniază că geomorfologia environmentală reprezintă *„aria din Științele Pământului care examinează relațiile dintre om și mediu, ultimul fiind considerat din punct de vedere geomorfologic"* (p. 4), iar componentele geomorfologice pot fi divizate schematic ca resurse geomorfologice și hazarduri geomorfologice (Panizza, 1996). Acest punct de vedere se apropie destul de mult de cerințele unei abordări environmentaliste, limitarea provenind în special ca urmare a abordării mai înguste, de tip ecologist (Filip, 2008).

Pornind de la abordările specifice Științei mediului, o abordare conceptuală mult mai riguroasă a fost propusă de către Mac (2002) în articolul *Geomorfologia environmentală – abordare metodologică*. Conform autorului *„sfera de cuprindere vizează două mari obiective și căi de abordare în geomorfologia environmentală, fiecare cu mai multe suporturi: relieful, componentă environmentală naturală și impactul omului asupra sistemelor geomorfologice"* (Mac, 2002, p. 21).

Abordarea menționată are la bază ideea care subliniază că *„relieful, prin cele trei componente ale sistemului, respectiv: formă (F), procese (P) și materiale (M), pus în relație cu viața și activitățile componentelor biotice și antropice din Învelișul Terestru Superior, ia funcție environmentală"* (Filip, 2008, p. 19).

Acest fapt este posibil în condițiile în care relieful conferă nota caracteristică pentru componentele mediului terestru, fie prin aspect, fie prin morfodinamică, fie

prin relațiile care se stabilesc la nivel teritorial. În aceste condiții *„opinăm că aceste direcții majore de cercetare presupun, în mod obligatoriu, abordarea în strânsă legătură a componentei geomorfologice cu întreg ansamblul de componente environmentale, și identificarea relațiilor definitorii pentru fiecare tip de environment cu o astfel de determinare”* (Filip, 2008, p. 19).

Comparativ cu situația din cadrul geomorfologiei clasice, unde abordarea este făcută sub aspectul morfologiei, agenților și proceselor, în geomorfologia environmentală relieful este studiat prin prisma a două mari direcții: *„prima este aceea a reliefului ca și componentă integrantă a mediului înconjurător rezultată în urma conlucrării factorilor genetici (tectonici, eruptivi, sedimentogeni etc.) și rezultanta acestei conlucrări – paleomediul de edificare geomorfică. Odată edificată, componenta geomorfică va influența tipul și modul de manifestare a relațiilor din cadrul sistemului environmental (spațialitate, intensitate, direcție, sens) și va induce stări environmentale particulare în raport cu celelalte componente environmentale, în contextul unei derivări evolutive. Cea de-a doua direcție constă în abordarea componentei geomorfice prin prisma funcției environmentale, a modificărilor generate de manifestarea relațiilor environmentale și semnificației geomorfologice a acestora.”* (Filip, 2008, p. 19).

Un alt punct de vedere este cel exprimat de către Ielenicz (2005), care menționează că geomorfologia environmentală *„implică rezultatele relațiilor dintre activitățile antropice și procesele morfologice impuse de diverși agenți naturali atât în spații restrânse și pe durată limitată cât și la nivelul continental, planetar și în timp îndelungat. Deci relieful, agenții și procesele reliefogene în spațiile antropice, sau diferite grade de antropizare.”* (p. 17).

Urmărirea definițiilor geomorfologiei environmentale propuse de autorii citați, dezvăluie existența și menținerea aceluiași punct de vedere inițial, care pune accent pe relația dintre om și relief. Într-adevăr în condițiile evoluției, tehnicii și necesităților societății importanța omului în morfogeneză este în creștere, fapt subliniat și în lucrările cu specific de geomorfologie antropică. Se remarcă în acest recenta lucrare publicată de Josan (2014) intitulată *Antropizarea reliefului. Geomorfologie antropică*.

În continuare, pentru a nu lăsa loc de confuzii, referirile se vor face doar la termenul de **Geomorfologia mediului**. Acest termen nu are rolul de a-l înlocui pe cel de geomorfologie environmentală, dimpotrivă îl propun ca pe **un termen de sine stătător**, care să se refere la relief ca parte a mediului înconjurător, la relief drept component al mediului. Partea de impact al omului asupra reliefului se subînțelege în acest caz, în condițiile în care componenta antropică este și ea parte a mediului, iar privite lucrurile din punct de vedere geomorfologic, omul nu este altceva decât un agent geomorfologic, la fel cum este apa în diversele sale stări de agregare, aerul, viețuitoarele etc.

Aceasta înseamnă că relieful primește funcție de element central care suferă influențe din partea celorlalți componenți. Făcând analogie, lucrul acesta este subliniat și în definiția dată mediului de diverși autori.

De exemplu, în dicționarul *Les mots de la Geographie* (Brunet et al., 1993), mediul reprezintă ceea ce ne înconjoară și, de fapt, acționează mai mult sau mai puțin asupra noastră. După Mac (2000), mediul reprezintă *„starea creată prin contribuția factorilor și condițiilor naturale și antropice, care intrând în relație cu un component sau un grup de componente (abiotice, biotice, antropice) îi asigură apariția existența și funcționarea"* (p. 417). Mediul presupune astfel o structură multipolară, adică o rezultantă exprimată cantitativ sub formă de stare de mediu, capabilă sau nu să asigure susținerea existenței și funcționării unui component (ori grup), considerat, în mod subiectiv central (Mac, 2003).

Aceasta înseamnă că mediul presupune existența a două elemente: unul înconjurat (inițial se credea că este vorba de om, de societate, dar ulterior s-a dovedit că nu trebuie acordată exclusivitate doar factorului antropic) și altul înconjurător, adică cel care înconjoară (Mac, 2003).

Pe măsură ce sfera de cuprindere a noțiunii de mediu s-a extins, oricare dintre componenții mediului poate fi scos din contextul său și pus în centru, sau cu alte cuvinte poate fi analizat pornind de la relațiile lui cu celelalte componente. Aceasta înseamnă că loc central pot ocupa atât componentele abiotice (munte, râu, vulcan), componentele biotice (plante, animale, sol), cât și cele antropice (om, așezări, bunuri și activități antropice). Acceptând și menținând această idee, înseamnă că rol de element central poate primi orice component sau parte a mediului, chiar și relieful.

Doar în virtutea acestor accepțiuni relieful poate primii rol de element central (partea înconjurată), iar toți ceilalți componenți ai mediului să fie elementele care îl înconjoară (partea înconjurătoare) și îl modifică, pe măsură ce interacționează, în funcție de energia liberă de care se dispune. Nu trebuie ignorat faptul că relieful, considerat în acest caz elementul central, influențează la rândul său elementele care îl înconjoară, de multe ori în sens negativ, mai ales dacă ne gândim la modul cum este afectată componenta antropică de dinamica reliefului. Se ajunge la procese geomorfologice cu conotație de hazard, care prin manifestare în prezența omului conduc la fenomene geomorfologice de risc. Înseamnă că elementul central, dintr-o astfel de conjunctură relațională, intervine asupra elementelor înconjurătoare. De altfel, atunci când alte componente ale mediului dețin rol de element înconjurat (apa, aerul, solul componenta antropică), relieful le influențează evoluția și dezvoltarea prin dinamica sa. De exemplu, un râu urmându-și cursul firesc subminează versanții, care prin surpare îi pot bara calea, transformându-l într-un lac.

Caracterizată într-o asemenea manieră, Geomorfologia mediului poate fi considerată o știință de frontieră, oferind celor interesați cunoștințe necesare despre relațiile instituite în timp și spațiu între relief și celelalte componente ale mediului.

Depășind tiparele geomorfologiei clasice, ea asigură o cunoaștere sintetică a genezei formelor de relief. Abordată din acest unghi, geomorfologia își poate aduce un aport specific, la promovarea și rezolvarea problemelor de mediu, care vin pe filiera dinamicii formelor de relief. Acest lucru va conduce inevitabil la o mai bună cunoaștere a lor de către societate, care va solicita în cele din urmă acțiuni și activități de depășire a lor fără pagube semnificative.

Noua comandă socială, adresată geomorfologiei mediului, vizează o participare mai angajată a acestei științe la dezvoltarea complexă a lumii contemporane, fapt ce presupune abordarea funcțională a reliefului și întărirea laturii prospective a investigației, pentru rezolvarea problemelor legate de utilizarea unor terenuri tot mai restrictive pentru dezvoltarea urbană și economică. Se solicită așadar un caracter aplicativ al acestui demers, deoarece orice știință sau ramură științifică trebuie să aducă omenirii foloase economice, sociale și culturale (educația de mediu).

Tot în acest context, nu trebuie ignorat rolul pe care îl are geomorfologul, ca specialist, în abordarea interacțiunii dintre om și relief. El este în măsură să stabilească acțiunile care trebuie întreprinse și măsurile care trebuie luate, atunci când se intervine în teritoriu pentru diverse tipuri de amenajări sau pentru diminuarea efectelor fenomenelor geomorfologice de risc.

În concluzie, **Geomorfologia mediului** studiază relieful Terrei, considerat ca element al mediului, aflat în interacțiune cu ceilalți componenți ai acestuia (aer, apă, sol, viețuitoare, om etc.), care îl modifică și pe care îi influențează la rândul său.

Cele menționate, în paragrafele anterioare, vin să întregească faptul că tendința manifestată în ultimele decenii în geomorfologie este aceea de extindere conceptuală, ea devenind o știință cu o diversificare vizibilă în ultimul timp.

Chiar și în aceste condiții obiectul de studiu și definiția Geomorfologiei rămân aceleași, doar că unghiul de abordare diferă, în sensul că relieful, ca parte a mediului este rezultatul interacțiunii cu ceilalți componenți. Acest lucru a determinat, în ultimele decenii, și în geomorfologie, la fel ca în alte domenii științifice, existența unor curente novatoare, care nu fac altceva decât să conducă la o aliniere științifică în conformitate cu cerințele actuale. Acest lucru nu înseamnă o schimbare din temelii a domeniului, ci mai degrabă o altă viziune de abordare a proceselor geomorfologice și a formelor de relief.

CAPITOLUL 2
RELIEFUL – COMPONENT AL MEDIULUI

În alcătuirea mediului participă trei seturi de componente: abiotice (substrat geologic, relief, aer, apă), biotice (plante, animale, sol) şi antropice (omul cu bunurile şi activităţile sale).

Dintre acestea, în cazul de faţă, interesează în mod deosebit relieful, ca element al părţii abiotice a mediului. De asemenea, este foarte importantă înţelegerea modului cum relieful interacţionează cu fiecare set de componente, lucru care conduce la influenţe reciproce.

Considerând mediul drept starea care rezultă în urma combinării componentelor, dacă vrem să analizăm doar unul dintre acestea, în cazul de faţă relieful, el va fi abordat pornind de la relaţiile care le are cu celelalte componente ale mediului. La fel ca ele, relieful nu s-a dezvoltat şi nu a evoluat printr-o susţinere proprie, independentă, ci s-a bazat pe legea convoluţiei şi a sinergismului. Reiese că în spaţiul de interferenţă a componentelor mediului, prin conlucrarea acestora se formează relieful. Acesta, ca parte integrantă a mediului, se manifestă ca un component dinamic, influenţând starea în care vor evolua ceilalţi componenţi.

Sub aspectul definiţiei relieful reprezintă *„totalitatea formelor suprafeţei Pământului, diferite ca dimensiune, alcătuire şi origine, aflate în anumite stadii de dezvoltare, în combinaţii complexe unele cu altele şi în interrelaţii strânse cu mediul înconjurător”* (Mac, 1996, p. 331), indiferent dacă se află în domeniul uscatului sau sub apă.

Ordonarea materiei în univers are loc atât reducţionist, cât şi integrator. Pe ultima dintre căi s-au putut dezvolta structuri complexe de tipul geosferelor, care au primit în cele din urmă funcţii de componente ale mediului. Comparativ cu Terra, celelalte planete ale Sistemului Solar sunt caracterizate de un contact simplu între suprafaţa lor planetară şi atmosferă, considerate două stări ale materiei, radical diferite, între care nu se înregistrează decât slabe urme ale interacţiunilor fizice (Mac, 2000). Înseamnă că relieful acelor planete constituie doar un produs al proceselor endogene, care au avut sau încă mai au loc, comparativ cu care, procesele exogene sunt nerelevante.

Prin modul cum au avut loc procesele de structurare de la nivelul Terrei, desfăşurate de-a lungul unei lungi perioade geologice, prin convoluţie şi sinergie, între învelişurile interne şi externe, s-a ajuns la crearea unui model structural şi funcţional unic în Sistemul Solar (Mac, 2000). Doar într-un astfel de context, de integrare a maselor solidă, lichidă, gazoasă şi biotică, a fost posibilă apariţia de componente noi integrative, precum relieful, solul, omul etc.

Idei despre modul de organizare a materiei terestre au început să fie vehiculate încă din antichitate, când Aristotel menționa că aerul se așterne ca o îmbrăcăminte la exteriorul uscatului și mărilor, constituind **atmosfera**. În continuare, modelul ordonării pe sfere este întregit în Evul Mediu de Varenius (1650, citat de Mac, 1996) care aduce în discuție existența învelișului de apă numit **hidrosferă**. Conturarea ideii despre existența unui înveliș de piatră, **litosfera**, are loc în secolele XVIII și XIX prin punerea în comun a rezultatelor obținute de către Buache (1754), Stenon (1669), Werner (1787), Hutton (1785) și Playfair (1802) (citați de Mac, 1996). Următoarea sferă care a fost individualizată sub aspect conceptional a fost **biosfera**, fapt care a avut loc datorită lui Eduard Suess (1875), între preocupările sale remarcându-se și studiul vegetației și faunei. Ulterior cercetările au continuat și au pus în evidență și alte geosfere (cu rol de componente ale componente ale mediului), cum ar fi **pedosfera** (Yarilov, 1905), **reliefosfera** (relieful Terrei), **antroposfera** (partea mediului modificată sau produsă de oameni, pentru a fi utilizată în desfășurarea activităților umane și ca habitat) etc. Geosferele menționate intră în alcătuirea mediului primind funcție de componente ale acestuia.

Revenind la relief, dinamica acestuia este întreținută de dialectica existentă între factorii interni și cei externi ai morfogenezei. Tot ceea ce factorii interni introduc printr-o serie de procese endogene (epirogenism, magmatism, vulcanism, orogenism, faliere-cutare, seime etc.), în câmpul de acțiune al factorilor externi (aer, apă, viețuitoare, om etc.), va fi supus proceselor morfogenetice (eroziune, transport, acumulare).

Fiecare din cele două categorii principale de factori participă în manieră proprie la desfășurarea morfogenezei, care are drept rezultat apariția și menținerea formelor de relief.

Factorii endogeni sunt implicați în geneza reliefului atât direct, prin procesele tectonice și vulcanice care determină geneza reliefului tectonic, cât și indirect, prin crearea și menținerea potențialului geomorfologic datorită mișcărilor epirogenetice, orogenetice, magmato-vulcanice, seismice etc. (Mac, 2000).

Factorii exogeni sunt de proveniență cosmică (atracția universală, căldura solară, impact meteoric) și terestră (atmosfera, hidrosfera, biosfera, antroposfera). Căldura solară, cea care determină clima și variațiile ei, antrenează atmosfera, hidrosfera și biosfera într-o acțiune continuă de modelare a reliefului. Practic, dinamica atmosferei, dinamica apelor oceanice, apele curgătoare, ghețarii, animalele, plantele și omul *„sunt uneltele prin care forțele exogene modelează relieful tectonic și creează un relief propriu, relieful exogen”* (Mac, 2000, p. 106).

Reflexul corpurilor geologice, în alcătuirea reliefului, începe cu plăcile litosferice și se încheie cu rocile ce intră în componența celor mai simple forme de relief. Energiile ce antrenează corpurile geologice în morfogeneză sunt și ele diferite, de la cele de tipul curenților de convecție și până la cele din *„hipergenul scoarței ce apare ca un câmp de schimbare a stării geologice a materiei”* (Mac, 2000, p. 106).

Agenții externi își desfășoară acțiunea pe un ecart de aproximativ 20.000 m, cuprins între vârful Everest (8.848 m) și Groapa Marianelor (11.022 m), considerat suficient pentru ca altitudinea blocurile înălțate de factorii endogeni, să fie mereu redusă de către acțiunea factorilor exogeni, iar cea a blocurilor coborâte, tot de către factorii endogeni, să fie crescută prin acumularea materialelor rezultate în urma procesului de eroziune, depuse sub formă de sedimente. Astfel, planetei Terra îi este specifică o morfogeneză care se desfășoară de la nivelul astenosferei și până la cele mai înalte creste montane.

În aceeași ordine de idei trebuie subliniat că *„relieful Pământului nu se rezumă doar la suprafața exterioară, (cu multe denivelări) a scoarței, ci este un înveliș distinct diferențiat în procesul evoluției planetei, cu grosimi diferite, care înregistrează o dinamică activă, continuă dar variabilă ca intensitate atât în spațiu cât și în timp"* (Ielenicz, 2005, p. 47).

Această concepție se bazează pe faptul că între conținut și formă nu poate să existe separare, relieful nefiind doar suprafața limită de la exteriorul scoarței terestre (Budel, 1977), ci din contră reprezintă o structură discretă de figuri geometrice cu conținut fizic (Mac, 1996). Acest lucru este elocvent în cazul formelor de relief rezultate în urma procesului de acumulare: lunci, terase, delte, dune, câmpii de till, piemonturi etc.

Relieful prin funcția sa, de interfață între componentele endogene și exogene, alături de substratul petrografic și structural, participă la edificiul mediului abiotic și la organizarea setului componentelor biotice și antropice (Mac, 2003). În același timp relieful de la suprafața terestră are rol de limită și de câmp al interacțiunii dintre procesele endogene și cele exogene. Exprimarea teritorială a acestora are sub aspect geomorfologic diverse forme de răspuns, date în special de formele de relief rezultate și de participarea lor la structurarea mediului.

La macroscară sunt predominante formele de relief de natură geotecturală, de tipul continentelor și bazinelor oceanice, care de altfel determină existența celor două tipuri fundamentale ale mediului terestru: continental (29%) și acvatic oceanic (71%).

Analizarea în continuare a domeniul continental indică existența a două mari unități structurale: orogenurile și platformele continentale emerse (la care se pot adăuga șelful continental sau platforma continentală emersă și abruptul continental). Ele determină o diferențiere specifică a mediului terestru, în sensul că suprafețele desfășurate predominant orizontal (podișuri, câmpii) aparțin platformelor, în timp ce suprafețele predominant verticale (munți) se includ orogenurilor. Diferențierea mediului va fi determinată de variabilele de control de tipul altitudinii, înclinării, fragmentării orizontale și verticale a reliefului, expoziției și poziției latitudinală a unității geomorfologice. Trecerea analizei în domeniul bazinelor oceanice indică existența a trei mari subunități structurale: câmpiile abisale, dorsalele medio-oceanice și fosele.

În funcție de apartenența la una dintre cele două unități structurale specifice continentelor, va fi și organizarea mediului. Astfel, în orogenuri va fi vorba de o organizare descendentă, fapt care va induce nota de instabilitate a mediului, în timp ce organizarea în stocaje complexe la nivelul suprafețelor orizontale specifice platformelor, va determina existența de stări favorabile stocării de resurse (apă, terenuri propice agriculturii, materiale de construcții) sau de stări defavorabile, care pot să ducă de exemplu la înmlăștinirea terenurilor (Mac, 2003).

Relieful contribuie aşadar la structurarea mediului printr-o serie de variabile: 1. variabile cantitative (înălțime, masă, înclinare, grad de fragmentare, frecvență) care determină medii specifice (de exemplu, după cele trei categorii de forme genetice, morfohidrografice și dinamice se pot delimita medii de câmpie, de dealuri, de munți sau medii cu alunecări de teren și curgeri noroioase etc.); 2. variabile de poziție și orientare prin care conferă locurilor valoare strategică, de circulație (noduri rutiere, feroviare, porturi în strâmtori și golfuri ș.a.) de utilizare agro-pastorală și chiar pentru aşezări umane; 3. variabile de resurse asigurând societatea cu substanțe minerale utile, soluri cu diferite grade de fertilitate, resurse hidrice, resurse forestiere etc.; 4. variabile negative pentru societate și economie (vulcanism, cutremure, inundații, alunecări de teren, sufoziuni și tasări etc.) (Mac, 2003).

Suprafața terestră este compusă din forme de relief obiectiv determinate, care se află în strânse raporturi unele cu altele, sub aspectul poziției și al genezei, iar asamblarea lor morfologică compune relieful Terrei.

Prin formă de relief se înțelege o anumită configurație geometrică a unei părți exterioare a substratului, configurație care se repetă în spațiu și din a cărei medie poate fi constituit un model relativ ideal; un astfel de model se consideră că are aproximativ aceeași vârstă geneză și structură internă peste tot unde se întâlnește ca formă concretă (Mac, 1996). Caracteristicile formelor de relief sunt date de expresia unei dinamici dominante în cadrul restrictiv dat de constrângerile condițiilor inițiale (roci, structuri, climat, vegetație) (Armaș, 2006). Formele de relief, constituind elemente ale substratului, au dimensiuni și înfățișări diferite, rezultat al unei geneze și evoluții deosebite; comun au însă, pe de o parte, suprafețele, liniile care rezultă din îmbinarea lor și alcătuirea petrografică și structurală, iar pe de altă parte, adâncimea până la care se face simțită acțiunea agentului care le generează (Ielenicz, 2005).

Privite sub aspectul asamblării lor geometrice, formele de relief compun structura morfologică a suprafeței terestre, care se va evidenția printr-o organizare ierarhică. În aceste condiții *„formele simple sunt asociate în forme compuse, iar acestea, la rândul lor, în complexe de forme și categorii morfologice din ce în ce mai mari și mai complicate până la integrarea lor în unitatea superioară reprezentată de forma generală a suprafeței Pământului”* (Mac, 1996, p. 22). Din acest punct de vedere au fost separate mai multe ordine de mărime ale formelor reliefului terestru: macroforme sau forme de ordin planetar (continente, oceane),

mezoforme (munți, podișuri, dealuri, câmpii, depresiuni), microforme care rezultă în urma activității agenților modelatori externi (apa, gheţarii, vântul, plantele şi animalele, omul) şi nanoforme sau forme de cizelură de tipul striațiilor sau a alveolelor de disoluție (Mac, 1996).

Clasificarea propusă scoate în evidență nu numai ierarhizarea taxonomică a formelor, rezultată din mărimea acestora, ci şi raporturile de superpoziție, în sensul că formele mai reduse ca mărime, dar şi mai noi ca vârstă se grefează pe altele mai mari, care de obicei sunt mai vechi.

Vitezele diferite de formare şi de transformare a formelor de relief, determină prezența formelor moştenite şi relicte, alături de cele aflate în plin proces de geneză. Acestea din urmă prin dinamica lor sunt în măsură să indice tendințele evolutive ale reliefului din etapele viitoare.

Studiat sub aspectul repartiției teritoriale, relieful Terrei prezintă diferențieri în funcție de natura componentelor cu care vine în contact direct şi indirect. Relieful care face parte din domeniul uscatului şi ajunge în contact cu atmosfera reprezintă relieful subaerian (26%). O parte însemnată a suprafeței terestre este acoperită de ape, edificând astfel relieful submers (71%). Este cunoscut că, procesele şi mecanismele care determină formarea reliefului specific oceanelor, diferă substanțial de cele care determină geneza formelor de relief din domeniul continental, dar cu toate acestea formarea şi evoluția depresiunilor oceanice are la bază procese genetice care se subordonează geomorfodinamicii globale, fapt care determină ca relieful submarin să intre în câmpul cunoaşterii geomorfologice (Mac, 1996). Restul reliefului Terrei (3%) este acoperit cu gheţari, de unde şi denumirea de relief subglaciar; acesta din urmă prezintă interes deoarece în trecut suprafețe însemnate ale domeniului continental erau acoperite de calote glaciare şi gheţari montani.

Referitor la grosimea spațiului de formare a reliefului terestru, se poate menționa că el este în medie de 20 km (6-8 km în domeniul oceanic şi 25-80 km în cel continental) fiind limitat la partea inferioară de către astenosferă.

Deplasarea materiei are loc fie pe orizontală, fie pe verticală, fapt ce determină o restructurare continuă a ei, proces care stă la baza dezvoltării şi distrugerii repetate, dar în forme noi a reliefului major de tipul plăcilor litosferice, platformelor continentale şi oceanice, geosinclinalelor şi foselor oceanice (Mac, 1996).

Rezultă că modificarea substratului este continuă *„nu se întrerupe niciodată, căci astfel suprafața terestră ar fi asemănătoare cu cea a lunii: un astru mort”* (Cioacă, 2006, p. 18). Relieful, considerat ca parte superioară a litosferei, se va afla preponderent sub incidența proceselor exogene, pe câtă vreme litosfera propriu-zisă are la baza genezei sale îndeosebi procese endogene.

Urmărirea la nivel orizontal, a formelor de relief, nu reprezintă singura modalitate de evidențiere a deosebirilor care există între acestea pe suprafața Terrei.

Se remarcă în acest sens posibilitatea urmăririi formelor de relief și în plan vertical, sub forma curbei hipsometrice (fig. 2.1).

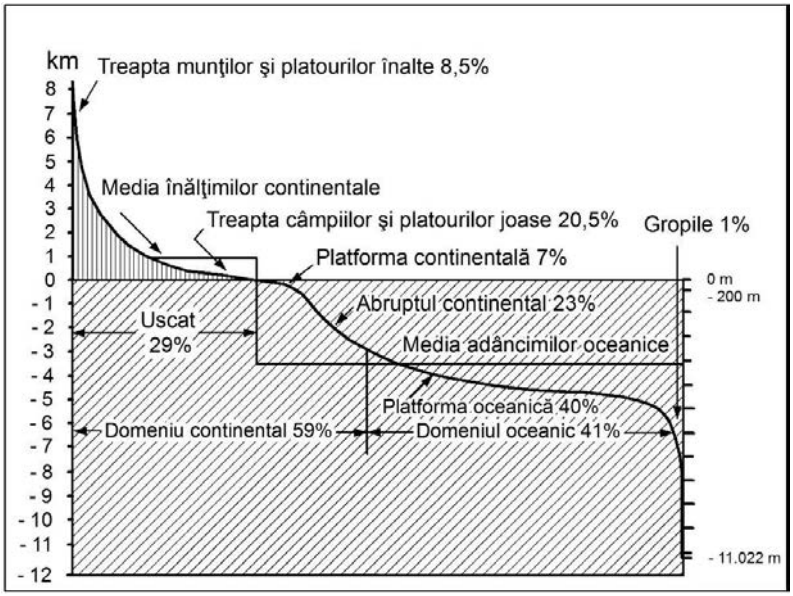


Fig. 2. 1. Curba hipsometrică a Terrei (Mac, 2003, p. 122)

Ea are o formă sigmoidă, pe care se remarcă existența următoarelor trepte (Mac, 1996): treapta munților și platourilor înalte, treapta câmpiilor, platforma sau șelful continental, abruptul (taluzul sau povârnișul) continental, platforma oceanică (câmpiile abisale) și gropile (fosele abisale). Chiar dacă din punct de vedere geografic, limita dintre domeniul continental și cel oceanic este dată de linia țărmului, sub aspect structural lucrurile diferă considerabil, în sensul că diferențierea între scoarța de tip continental și cea de tip oceanic o formează abruptul continental (aparținător scoarței continentale). Aceasta explică de ce, așa cum se observă în figura 2. 1, domeniului continental îi revin 59%, pe când domeniului oceanic doar 41%. Diferența dintre valoarea deținută de uscat (29%) și cea aferentă domeniului continental (59%) se explică prin raportarea la nivelul Oceanului Planetar, care în condiții de perioadă post glaciară sau interglaciară, așa cum se acceptă în prezent, este crescut, comparativ cu situația din Cuaternar când o parte din apa oceanului era stocată pe continente, sub formă de calote glaciare.

Diferența de 30% din suprafața domeniului continental și cel al oceanelor, vine să argumenteze că suprafața ocupată de oceane este mult mai mare decât domeniul oceanic, dacă este să ne raportăm strict la structura plăcilor litosferice și la tipurile de scoarță.

Concluzii. Relieful Terrei este imaginea sintetică a condițiilor actuale de mediu, purtând în același timp pecetea mediilor trecute, ca rezultat a unei evoluții neîntrerupte.

Suprafața scoarței terestre, prin poziție și compoziție aduce în contact un mediu solid (partea superioară a litosferei) cu două medii distincte: unul gazos reprezentat de către atmosferă și unul lichid – hidrosfera. Relieful are la baza genezei sale interacțiunea forțelor poziționate de-o parte și de alta a acestei suprafețe (Cioacă, 2006). Pe de o parte forțele interne determină deformarea tectonică și vulcanică a scoarței, iar pe de alta forțele externe care vin dinspre hidrosferă, atmosferă, biosferă, antroposferă și din spațiul cosmic se interferează cu primele *„sculptând formele de eroziune sau edificând pe cele de acumulare”* (Cioacă, 2006, p. 18).

Relieful, veritabil component al mediului, pe lângă trăsăturile morfologice, morfometrice și funcționale relevă un profund caracter de suport al celorlalte componente; acest lucru este susținut de modul în care relieful influențează structurarea acestora, care este de două feluri: plan spațială și verticală (Filip, 2008).

Fără alte precizări se poate concluziona că relieful Terrei este un indicator fidel al transformărilor suferite de către planetă în decursul evoluției sale.

CAPITOLUL 3
METODOLOGIA UTILIZATĂ ÎN STUDIUL RELIEFULUI

Realizarea unei cercetări ştiinţifice obiective, necesită alegerea corectă a căii de urmat. Ea permite, în continuare, stabilirea unei viziuni clare asupra obiectului de cercetare şi a scopului urmărit (obţinerea de informaţii necesare cunoaşterii ştiinţifice). Atingerea unui asemenea deziderat se bazează pe un aparat metodologic adecvat.

Complexitatea reliefului determină ca metodologia de studiu a acestuia să aibă un specific propriu prin folosirea de principii, metode, procedee şi mijloace adecvate.

Conform lui Donisă (1977, 1987) metodologia reprezintă ansamblul de căi, moduri şi procedee de cercetare, cunoaştere şi transformare a realităţii obiective. Definită pe scurt, metodologia reprezintă ştiinţa efectuării cercetării. Termenul provine din limba greacă, rezultat în urma alăturării cuvintelor ***methodos*** (drum sau cale de urmat) şi ***logos*** (ştiinţă), şi înseamnă calea pe care trebuie să o parcurgă cercetarea ştiinţifică (Reti, 2011). Prin metodologie se înţelege aşadar ştiinţa generală, care pe de o parte dezvoltă modalităţile de realizare a cunoaşterii ştiinţifice, iar pe de alta, face referire la totalitatea elementelor care intervin în cercetarea ştiinţifică. De asemenea, metodologia unei ştiinţe reuneşte ansamblul principiilor, metodelor, procedeelor şi mijloacelor prin care cercetătorul de apropie de o anumită sferă a realităţii (Posea şi Armaş, 1998).

La rândul ei, ştiinţa este pe de o parte un ansamblu de cunoştinţe veridice despre realitate referitoare la un domeniu particular, iar pe de alta un ansamblu de procedee şi tehnici care utilizate într-o logică anume, permit achiziţionarea de cunoştinţe (Petrea, 2005).

Sub aspect tradiţional metodologia reprezintă ansamblul de principii, metode, procedee şi mijloace cu care operează o ştiinţă, pentru obţinerea de cunoştinţe despre realitatea studiată (Petrea, 2005).

În ultima vreme sensul noţiunii a suferit unele modificări în sensul că *„metodologia reprezintă teoria organizării şi prestaţiei metodelor”* (Marga et al., 2004, citat de Petrea, 2005, p. 68).

Existenţa unui aparat metodologic bine pus la punct, în cadrul unei ştiinţe, ajută la progresul ştiinţific, deoarece metodologia susţine optimizarea modului de colectare, verificare, cuantificare, prelucrare a datelor empirice şi procesul de interpretare logică şi de elaborare a teoriei ştiinţifice (Petrea, 2005).

Conform autorului citat atingerea acestor obiective presupune satisfacerea unor cerinţe şi criterii: utilizarea unui cadru de referinţă care să permită fixarea limitelor studiului, fixarea obiectivelor, alegerea metodelor, tehnicilor şi instrumentelor;

utilizarea unui ansamblu de concepte bine definite; compatibilitatea datelor de observație cu cerințele sistemului teoretic; utilizarea unor instrumente adecvate pentru colectarea și verificarea datelor; utilizarea mijloacelor adecvate de prelucrare și de analiză a datelor; argumentarea interpretărilor elaborate într-un cadru științific dat.

Metodologia geomorfologică reprezintă totalitatea căilor care jalonează cunoașterea reliefului prin intermediul principiilor, metodelor, procedeelor și mijloacelor specifice. Datorită complexității acestui component al mediului, cunoașterea sa științifică necesită o abordare interdisciplinară, utilizând principii și metode generale, preluate de la alte științe și metode specifice numai geomorfologiei. Acest fapt denotă că studiul reliefului are un caracter interdisciplinar.

Abordarea metodologică a reliefului, presupune clarificarea mai multor aspecte: delimitarea obiectului asupra căruia se aplică cunoașterea; stabilirea conceptelor și principiilor care stau la baza cunoașterii acestuia; alegerea și explicarea metodelor, procedeelor și mijloacelor de cercetare; stabilirea conexiunilor care există între metodele, procedeele și mijloacele folosite în cercetare.

Scopul cercetării reliefului este cunoașterea dinamicii acestuia, în urma căreia rezultă noi forme de relief, iar cele vechi își continuă evoluția. Trebuie menționat, că aparatul metodologic existent, permite cercetarea reliefului nu ca o sumă de forme, ci ca un complex teritorial rezultat în urma conlucrării componentelor mediului.

Deoarece **arsenalul metodologic** al unei științe cuprinde în special principii, metode, procedee și mijloace, ele vor fi prezentate în continuare pentru înțelegerea semnificației lor.

3.1. PRINCIPII

Principiul, termen care provine din latinescul ***principium***, și care înseamnă punct de plecare *„constă într-o idee fundamentală pe care se întemeiază o lege sau teorie științifică. Posedă o mare valoare axiomatică și normativă care va impune coordonatele majore și cerințele de bază ale cercetării”* (Petrea, 2005, pp. 72-73).

Dintre definițiile formulate la adresa principiilor metodologice se remarcă și cea propusă de Donisă (1987) în care se subliniază că ele *„sunt niște norme, reguli, care trebuie respectate în timpul cercetării științifice și care stabilesc anumite obiective ce trebuie urmărite. Principiile derivă îndeosebi din legi generale a căror manifestare trebuie să o urmărească cercetarea”* (Donisă, 1987, p. 92). În altă ordine de idei, principiile metodologice sunt norme, reguli, ce trebuie respectate în timpul cercetării științifice; principiile rezultă din manifestarea unor legi generale (Grecu, 2000). Cele mai utilizate principii în studiul reliefului vor fi prezentate în continuare, cu precizarea că unele dintre ele sunt specifice și altor ramuri științifice.

Dintre principiile frecvent utilizate în studiul reliefului se remarcă următoarele: a repartiției și a extensiunii spațiale, a integrării, evoluționismului,

actualismului, cauzalității, antagonismului, instabilității, comparației, selecției și controlului structural.

Principiul repartiției și a extensiunii spațiale pleacă de la premisa că procesele geomorfologice și formele de relief au o anumită localizare și extindere în teritoriu, determinând legături cauzale cu celelalte componente ale mediului.

Principiul integrării menționează că fiecare formă de relief trebuie privită sub aspectul relațiilor sale cu celelalte forme de relief. Aceasta înseamnă că formele de relief, luate individual, trebuie raportate la întreg, atât sub aspect funcțional, cât și teritorial (Posea și Armaș, 1998).

Principiul evoluționismului decurge din capacitatea formelor de relief de a se adapta continuu, pentru a corespunde actualelor stări geomorfologice. Putem spune că orice formă de relief își are un început, o desfășurare în timp și în spațiu, și un final; în fiecare fază evolutivă forma de relief se va caracteriza prin anumite trăsături cantitative și calitative (Ielenicz, 2005). Legat de acest principiu este și cel al istorismului care menționează că formele actuale de relief trebuie explicate pe baza urmăririi lor în timp (Posea și Armaș, 1998).

Principiul actualismului a fost enunțat de Hutton (1785), reformulat de Playfair (1802) și consacrat de Lyell (1830) în lucrarea Principles of geology. El are la bază sintagma că prezentul este cheia trecutului. Principiul presupune că procesele geomorfologice au avut aceeași intensitate și în trecutul geologic, fapt care l-a determinat inițial pe Hutton să îl denumească ca principiul uniformitarismului (Grecu și Palmentola, 2003). Cu alte cuvinte principiul susține ideea că ceea ce este prezent poate fi aplicat în trecut, dar și în viitor, dacă condițiile genetice și ansamblul legăturile sunt apropiate (Ielenicz, 2005). De exemplu, se consideră că valurile au produs totdeauna retragerea prin eroziune a țărmurilor înalte și dezvoltarea platformelor de abraziune; astfel, existența unor platforme de abraziune extinse s-ar datora manifestării îndelungate, în trecut, a acestui proces (Ielenicz, 2005). Aplicarea acestui principiu în prezent implică o anumită doză de flexibilitate, deoarece se știe că procesele geomorfologice au ritmicitate și intensitate diferită în funcție de numeroși factori din mediu, dintre care timpul este esențial (Grecu și Palmentola, 2003).

Principiul cauzalității se referă la căutarea constantă a legăturilor de cauzalitate, în explicarea faptelor observate (Mac, 2003). Legăturile cauzale sunt căutate deoarece ele pot contribui la elucidarea numeroaselor probleme pe care le ridică geneza și evoluția formelor de relief.

Principiul antagonismului, aplicabil în urmărirea evoluției reliefului, precizează că relieful rezultă din acțiunea a două tipuri de procese, fundamental diferite: procesele endogene și a procesele exogene (Grecu, 2000, Rădoane et al., 2000). Mișcările tectonice pozitive înalță un teritoriu, iar agenții externi acționează asupra lui, pentru a-l micșora altitudinal. În cazul în care se produc mișcări tectonice negative și rezultă depresiuni, aceeași agenți externi vor avea tendința de a le umple,

cu materiale erodate din teritoriile învecinate (Ielenicz, 2005). Practic fiecare agent geomorfologic se manifestă prin procese cu caracter antagonic. De exemplu, apa unui râu se manifestă prin procese de eroziune, acolo unde există surplus de energie, datorat declivității, și acumulare în sectoarele în care cantitatea de materiale transportate, depășește energia liberă pentru transportul lor (Ielenicz, 2005).

Principiul instabilității arată că fiecare formă de relief se schimbă, iar tendința de schimbare este în direcția atingerii unei stări de uniformitate, de echilibru dinamic (Rădoane, et al., 2000).

Principiul comparației vizează cunoașterea realității prin confruntarea formelor de relief similare. În cazul studiul reliefului comparația deține un rol esențial în identificarea elementelor comune pentru procesele și formele dintr-o grupare, situație care favorizează generalizările (Ielenicz, 2005). Studierea comparativă a mai multor alunecări de teren prin comparație, permite inițial precizarea cauzelor care produc separarea elementelor componente și a direcțiilor de evoluție, pentru ca apoi să fie precizate caracteristicile fiecăruia – forma, dimensiunile, dinamica consecințele (Ielenicz, 2005).

Principiul selecției menționează că la suprafața terestră există o varietate foarte mare de forme de relief, iar procesele geomorfologice acționează diferit. În secolul trecut această diferențiere era pusă pe seama litologiei și a structurii geologice, dar modelarea selectivă este impusă de agenții geomorfologici (Grecu, 2000). Înseamnă că selecția nu se referă numai la substrat ci și la tipul de proces geomorfologic. Principiul selecției a fost enunțat de Gerber (1969, citat de Rădoane et al., 2000) și arată că procesele de eroziune apar și se dezvoltă de așa natură, încât formele static stabile sunt selectate preferențial.

Principiul controlului structural precizează că majoritatea trăsăturilor reliefului sunt prefigurate tectonic, în procesul de formare a structurilor, iar apoi sunt evidențiate la zi de agenții exogeni, care acționează preferențial (Rădoane et al., 2000).

3.2. METODE

Metoda reprezintă drumul sau calea de urmat în utilizarea diverselor procedee și mijloace pentru cunoașterea adevărului (Donisă, 1987). Termenul provine de la cuvântul din limba greacă ***methodos***, care înseamnă cale de urmat. În aceeași ordine de idei, metoda reprezintă calea concretă, structurată într-un mod organizat și sistemic de lucru, care permite cunoașterea obiectului de studiu (Posea și Armaș, 1998). Metodele sunt căi raționale care permit cunoașterea sau demonstrarea unui adevăr științific" (Mac, 2003). De asemenea, metodele reprezintă *„călăuze abstracte ale rațiunii ce conduc la satisfacerea normelor impuse de principii"* (Petrea, 2005, p. 73).

Conform altei definiții, metoda științifică reprezintă procedura logică a unei științe, cu alte cuvinte ansamblul practicilor particulare pe care le utilizează pentru

ca rezultatul demonstrațiilor și teoretizărilor sunt să fie clar, evident și de necontestat (Gumuchian și Marois, 2000, citați de Petrea, 2005).

Ca urmare, obiectivul metodei științifice îl constituie integrarea acestor cerințe într-un demers logic, complex, sistematic fundamentat pe deplina lor unitate și complementaritate (Petrea, 2005). Autorul citat menționează că, metoda științifică reunește două laturi distincte, complementare și interdependente: demersul logic, ce cuprinde aspectele normative esențiale (cerințe, reguli, obiective); demersul factual care subliniază că pe parcursul cercetării metoda se desfășoară prin proceduri concrete succesive (pregătirea cercetării, documentare, observații, analize, experimente, interpretare etc.).

Caracterul științific al unei metode și eficiența ei practică depind de măsura în care regulile ei corespund cu legile elaborate de teoria unei științe (Reti, 2011). Alături de caracterul obiectiv, impus de obiectivitatea legității care stă la baza ei, metoda are și un anumit caracter subiectiv, datorat voinței subiectului în adoptarea ei (Donisă, 1977).

Complexitatea investigațiilor în urma cărora se ajunge la cunoașterea reliefului sub aspect dinamic și evolutiv, determină folosirea diferențiată a metodelor care stau la baza unui astfel de demers.

Prin specificul lor metodele utilizate în studiul reliefului se pot grupa în trei categorii (Ielenicz, 2005): **metode generale aplicate în toate științele** (metoda analizei, sintezei, observației, metoda comparativă etc.); **metode folosite în geografie și în alte științe apropiate** (metoda analizei hărților topografice; metoda schițelor de hartă; metoda diagramelor; metoda stratigrafico-paleontologică; metoda alternanței de paleosoluri și loessuri; metoda statistico-matematică; metode de laborator etc.); **metode specifice geomorfologiei**. Acestea din urmă vor fi prezentate în continuare.

Pornind de la obiectivele majore ale geomorfologiei mediului – studiul reliefului Terrei, considerat ca element al mediului, aflat în interacțiune cu ceilalți componenți ai acestuia, care îl modifică și pe care îi influențează la rândul său - pot fi precizate cele mai importante metode cunoscute și utilizate.

Metodele specifice geomorfologiei au rezultat în urma procesului de cunoaștere și analiză a reliefului (Ielenicz, 2005). Unele dintre ele, o dată cu trecerea timpului, datorită valorii și expresivității reprezentărilor care le înlesnesc, au început să fie utilizate și în alte domenii (geografice, geologice, agronomice etc.). În același timp metodele au devenit mai exacte pe măsura progresului din științele conexe.

Metoda descrierii sistematice a reliefului. Cu toate că poate fi considerată o metodă inițială, ea este încă utilizată în studiul reliefului, fiind una dintre cele mai facile căi de transmitere a informațiilor generale despre relieful unui teritoriu. Descrierea se face pornind de la trăsăturilor morfologice, morfografice și morfometrice ale formelor de relief. Descrierea apare ca o metodă incipientă în

procesul cunoaşterii geomorfologice a unui teritoriu, deoarece relatează mai mult trăsăturile exterioare ale reliefului (Mac, 1976).

Metoda analizei geomorfologice a fost fundamentată de W. Penk, în lucrarea sa *Die Morphologische Analyse* (1924). Cu toate că este o metodă veche, procedeele de analiză se menţin şi la ora actuală extrem de numeroase. Analiza geomorfologică se sprijină pe observaţia directă şi instrumentală pe tehnicile de calcul şi de laborator, realizarea ei fiind facilitată de comparaţie, prin care se raportează elementele unele la altele şi la întreg (Mac, 1976).

Metoda integrării geomorfologice fixează pe curba cunoaşterii momentul trecerii de la descrierea reliefului, la explicarea acestuia, prin indicarea locului pe care formele de relief îl deţin în succesiunea modelării scoarţei terestre (Mac, 1976).

Metoda experimentală se referă la reproducerea, în condiţii de laborator sau de teren, unor procese geomorfologice pentru a putea fi studiate (Posea şi Armaş, 1998). Experimentul se bazează pe o ipoteză existentă cu scopul verificării altor ipoteze. Gradul de control al condiţiilor experimentale s-a dovedit de-a lungul timpului un factor decisiv, în funcţie de care Slaymaker (1991, citat de Posea şi Armaş, 1998) menţiona existenţa a trei categorii de experimente: prin intervenţie deliberată asupra condiţiilor naturale pentru a facilita stimularea dezvoltării formelor de relief dorite; prin selectarea unei anumite forme de relief existente şi monitorizarea ei sub aspectul schimbărilor în timp datorate acţiunii unuia sau mai multor agenţi geomorfologici (este tipul de experiment cel mai utilizat, deoarece nu necesită intervenţia antropică în morfogeneză sau o bază materială costisitoare); stratificarea arealului test pe mai multe areale de studiu, în funcţie de un anumit criteriu şi înregistrarea în timp a schimbărilor pe diferite niveluri de analiză, datorate intervenţiei agenţilor geomorfologici. Dificultatea realizării unor experimente în laborator este datorată necesităţii reducerii enorme a parametrilor formelor de relief care se cer studiate, precum şi eliminarea unor elemente sau condiţii, care pot conduce în cele din urmă la alte rezultate decât cele din natură (Armaş, 1998).

Cercetarea experimentală de teren constituie una din principalele direcţii de investigare în geomorfologie (Bălteanu, 1983). Prin intermediul ei se realizează o cunoaştere aprofundată a reliefului, în strânsă corelaţie cu ceilalţi componenţi ai mediului. Realizarea unor experimente de teren, cu deosebire în teritoriile în care procesele geomorfologice sunt deosebit de active, permit precizarea tendinţei evolutive a reliefului, iar legat de aceasta posibilităţi raţionale şi eficiente de utilizarea a terenurilor (Bălteanu, 1983).

Metoda cartării geomorfologice. Diversificarea tipurilor de hărţi geomorfologice (generale şi tematice), din ultima vreme, a condus la apariţia unei metodologii specifice de elaborare şi utilizare a materialelor cartografice respective (Grigore, 1979). S-a conturat astfel domeniul cartografiei geomorfologice, care are la bază metoda cartării reliefului, însoţită de procedeele şi mijloacele specifice.

Metoda cartării geomorfologice se sprijină pe observații, măsurători și comparații efectuate în teren. Ea constă în localizarea pe hărțile topografice a formelor de relief și a proceselor geomorfologice și reprezentarea lor prin simboluri în conformitate cu scara hărții (Ielenicz, 2005). Cartarea geomorfologică este însoțită și de o parte scrisă, unde sunt notate corelațiile existente între forme și procese, precum și între acestea și celelalte componente ale mediului. În urma aplicării acestei metode rezultă hărți geomorfologice (Harta geomorfologică a Depresiunii Brașov, Harta teraselor fluviale din Culoarul Târnavei Mari, Harta alunecărilor de teren din Depresiunea Transilvaniei etc.). Toate acestea devin în continuare mijloace de cercetare și de studiere a reliefului. În aceste condiții, metoda întocmirii hărților geomorfologice, a devenit parte integrantă a problemei dezvoltării geomorfologiei ca știință (Grigore, 1972). Nu trebuie uitat că harta nu se limitează doar la analiza spațială, ea fiind utilă și în analiza temporală, deoarece pe serii de hărți pot fi redate diverse generații de forme de relief, fapt care permite descoperirea sensului evoluției reliefului și legitățile acesteia (Donisă, 1987). Cunoașterea procedeelor de lucru, caracteristice cartării geomorfologice, este deosebit de utilă fiecărui geomorfolog, deoarece în întreaga lui activitate el operează cu harta și întocmește hărți (Grigore, 1972).

Metode morfografice. Ele conduc la definirea formei de relief, scoțând în evidență, în același timp, evoluția ei (Morariu și Velcea, 1971). Acest fapt necesită o analiză de detaliu a hărților topografice editate de-a lungul timpului, pentru a se surprinde cât mai fidel evoluția. Aplicarea unei astfel de metode impune pentru început citirea tuturor detaliilor de pe harta topografică, stabilirea lungimii liniilor de versant, aprecierea variației înclinării formelor de relief etc. Apoi este necesară extragerea unor indici derivați cum sunt: coeficientul de sinuozitate al liniei de versant, coeficientul de neregularitate a liniei de interfluviu, proporția suprafețelor cu aceeași valoare a pantei etc. Compararea valorilor pe anumite sectoare ajută la determinarea arealelor cu anumite categorii de procese, care analizate sub aspect temporal indică direcția de evoluție (Morariu și Velcea, 1971).

Evaluările morfografice și morfologice ale reliefului se reprezintă sub forma graficelor, profilurilor și a hărților sau prin combinarea acestora (de exemplu, pe harta pantelor se pot figura prin metoda liniilor, lungimea și tipul versanților).

Metode morfometrice. La baza lor stau indicii altimetrici, precum și valorile rezultate din prelucrarea acestora (Morariu și Velcea, 1971).

Stabilirea altitudinilor reliefului, fie în mod direct, în teren, fie indirect, pe baza hărții topografice permite evidențierea unor caracteristici ale acestuia: trepte altimetrice, densitatea și adâncimea fragmentării, diferite puncte critice în evoluția morfologică, ritmul unor procese morfologice actuale etc.; toate acestea pot fi concretizate prin intermediul graficelor și a hărților tematice (Morariu și Velcea, 1971). De exemplu, aprecierea în cadrul unei arii depresionare a proporției treptelor

de relief (lunci, terase, glacisuri, piemonturi, suprafețe de nivelare), oferă informații despre intensitatea acumulării și eroziunii.

Aplicarea acestor metode impune stabilirea unor puncte caracteristice, necesare pentru interpretarea evoluției reliefului, denumite și puncte critice, cum ar fi altitudinea și frecvența la care se schimbă forma liniei de versant, altitudinea la care se înregistrează variații ale pantei în profilul longitudinal al albiilor de râuri (Morariu și Velcea, 1971).

Metoda blocdiagramei constă în reprezentarea tridimensională a substratului, fapt care permite stabilirea de corelații între componentele generale care definesc relieful și acelea de natură geologică - rocă, structură etc. (Ielenicz, 2005). Datorită dificultăților clasice de realizare a reprezentărilor tridimensionale ale reliefului, ele sunt înlocuite în prezent de către modelele digitale de elevație, realizate cu ajutorul soft-urilor GIS.

Metoda schițelor panoramice prin intermediul căreia se obțin reprezentări schematice, de esență a elementelor caracteristice reliefului; cu ajutorul culorilor suprapuse anumitor areale sunt indicate și principalele formațiuni geologice și elemente semnificative ale peisajul geomorfologic (Ielenicz, 2005).

Metoda profilului geomorfologic are ca obiectiv redarea sintetică pe anumite direcții a caracteristicilor reliefului (fizionomie, trepte de relief) și corelarea acestora cu datele de ordin geologic. Tipurile variate de profile geomorfologice ce pot fi realizate impun această metodă în prim planul cercetării geomorfologice (Ielenicz, 2005).

Metoda profilelor schematice se utilizează pentru înregistrarea unor situații de detaliu în anumite sectoare. Se aplică pentru evidențierea configurației unor forme de relief, pentru prezentarea deschiderilor în diverse depozite etc. (Ielenicz, 2005).

Scopul metodelor prezentate este cunoașterea integrală a reliefului, a proceselor și mecanismelor care l-au generat, a fizionomiei și fiziologiei actuale, precum și a funcției sale în structurarea mediului înconjurător.

După prezentarea metodelor utilizate în studiul reliefului se remarcă o evidentă apropiere a Geomorfologiei de domeniul statisticii, fapt susținut de promovarea unor observații riguroase și precise, măsurători în teren, experimente de laborator, stații de înregistrări etc. Toate acestea permit în cele din urmă, realizarea unor bănci de date deosebit de utile investigațiilor ulterioare. Doar în asemenea condiții se poate realiza cuprinderea proceselor și mecanismelor geomorfologice, extensiunea lor spațială și stabilirea corelațiilor între factorii de geneză ai reliefului (Mac, 1986).

Se poate concluziona că, studierea obiectivă a reliefului, care să servească unor scopuri practice bine precizate, presupune îmbinarea metodelor geomorfologice cu cele geologice, geofizice, biologice, de datare etc. În același timp o astfel de îmbinare dovedește că relieful este un component complex al mediului în continuă devenire, iar știința care se ocupă cu studiul lui reprezintă o formă specifică de cunoaștere a mediului.

3.3. PROCEDEE

Alături de metode - care indică doar calea care trebuie urmată pentru a ajunge la descoperirea adevărului - este nevoie de acțiuni concrete, de un anumit mod de activitate de a le pune în aplicare (Donisă, 1987). De asemenea, procedeele *„reprezintă operațiunile variate, concrete și specifice prin care se satisfac cerințele presupuse de aplicarea anumitor metode”* (Petrea, 2005, p. 77).

Procedeele de cercetare științifică trebuie selectate în concordanță cu obiectul cercetării și metodele alese, urmărindu-se permanent compatibilitatea și complementaritatea lor; după natura lor, ele pot fi cognitive (mentale), corelate îndeaproape cu cele senzoriale (vizuale, tactile, olfactive etc.) și instrumentale (Petrea, 2005).

Dintre procedeele de cercetare utilizate frecvent în geomorfologie se remarcă următoarele: observația geomorfologică, măsurarea, descrierea, reprezentarea grafică, evidența statistică și prelucrarea statistico-informatică a datelor, clasificarea etc.

Observația geomorfologică fiind unul dintre cele mai utilizate procedee se aplică în cadrul multe metode de studiere a reliefului, cum ar fi cea experimentală, a cartării geomorfologice etc. În funcție de modul cum se realizează, observația geomorfologică poate fi directă, indirectă, staționară, expediționară, instrumentală. Aceasta din urmă este tot o observație directă, doar că este mijlocită de diverse instrumente și aparate. Observarea formelor de relief în teren este o parte importantă a demersului geomorfologic științific, metoda observației servind printre altele și la verificarea rezultatelor obținute pe cale teoretică (King, 1967).

Deosebit de utile, în aplicarea acestui procedeu sunt hărțile și imaginile de teledetecție, care permit obținerea unei game deosebit de diverse de informații geomorfologice, prin observare.

Procedeul măsurării diverșilor parametrii ai formelor de relief conduce la cunoașterea mai detaliată și precisă, asigurând un grad mai mare de exactitate, decât simpla observare (Grecu, 2000). Perfecționarea și patentarea diverselor instrumente și aparate permite măsurarea tot mai exactă a parametrilor reliefului. Utilizarea softurilor în ultima vreme oferă posibilitatea unor măsurători precise și efectuarea unor calcule complexe.

Procedeul descrierii este unul dintre cele mai utilizate în geomorfologie. El constă în consemnarea rezultatelor obținute prin diverse mijloace și procedee, cu scopul redării fizionomiei obiectului cercetat (Grecu, 2000).

Procedeul reprezentării grafice se remarcă în cadrul metodei cartării geomorfologice. El face referire la transpunerea grafică a rezultatelor măsurării, prelucrării statistice a informației etc. Reprezentarea grafică se realizează sub forma hărților geomorfologice, a profilelor geomorfologice, a bloc diagramelor, fapt care

permite în continuare efectuarea observației indirecte și obținerea de noi informații a supra proceselor geomorfologice și a formelor de relief.

Evidența statistică constă în adunarea și consemnarea informațiilor cantitative despre formele de relief într-un număr cât mai mare (Donisă, 1987). Apărut din necesități practice, acest procedeu s-a dovedit foarte util în geomorfologie. În acest fel s-au putut aduna o cantitate impresionantă de informații despre formele de relief, care nu fac altceva decât să exprime repartiția lor în timp și spațiu.

Prelucrarea statistico-informatică a datelor contribuie la prelucrarea sistematică a informațiilor despre formele de relief, în scopul descoperirii de noi legități. Utilizarea corespunzătoare a datelor statistice adunate de-a lungul timpului, necesită o prelucrare statistico-matematică pentru a se descoperii tendințe evolutive, pe fondul prezenței variațiilor aleatorii (Donisă, 1987). Deosebit de utile în studiul reliefului sunt datele furnizate de către diverse servicii statistice (hidrologice, meteorologice etc.), deoarece pot fi cuantificate, iar prin prelucrarea lor se pot elabora modele de evoluție (Petrea, 2005).

Clasificarea constă în ordonarea proceselor geomorfologice și a formelor de relief în categorii ierarhizate. Ea se realizează în funcție de anumite criterii. De exemplu, formele de relief se compară între ele, iar cele care se aseamănă, se includ în aceeași categorie. Cele mai utilizate criterii în geomorfologie sunt cele referitoare la forma, dimensiune, funcție, geneză etc.

Aceste modalități de acțiune concretă constituie procedeele de cercetare geomorfologică, ele indicând modalitatea concretă de a realiza procesul de cercetare sau de folosire a unei metode (Posea și Armaș, 1998).

3.4. MIJLOACE

Pentru punerea în aplicare a procedeelor de cercetare geomorfologică este nevoie de **mijloace**, cu care să se opereze (Donisă, 1987). Ele reunesc totalitatea instrumentarului necesar muncii de cercetare, pentru atingerea scopului propus (Posea și Armaș, 1998). Diversitatea și complexitatea problematicilor geomorfologice impun folosirea unei game variate de mijloace, dintre care cele mai importante și de uz general sunt următoarele: limbajul, produsele cartografice, instrumentele și aparatele de observație și măsură, calculatoare pentru stocare și prelucrare automată a informației despre relief.

Limbajul este în același timp cel mai vechi, dar și cel mai utilizat mijloc (Donisă, 1987). El este folosit în principal pentru a exprima rezultatele cercetării. O atenție deosebită trebuie acordată modului cum este folosită terminologia geomorfologică. Mulți termeni sunt utilizați cu sensuri diferite, conducând de multe ori la confuzii. La fel se întâmplă și când se utilizează termeni traduși din alte limbi, când nu se găsesc cei mai buni corespondenți în limba română (de exemplu debris

slope, râu graded etc.). De asemenea, utilizarea excesivă a figurilor de stil (adjective, superlative, metafore, hiperbole etc.), folosite pentru impresionare şi convingere sunt mai degrabă mijloace de expresie ce denotă *„stridenţă şi superficialitate, nu numai în limbaj, ci şi în cunoaşterea problemei relatate”* (Petrea, 2005, p. 60).

Limbajul geomorfologic utilizează concepte şi legi aparţinând limbajului universal (de exemplu materie, mişcare, spaţiu, timp, viteză evoluţie, formă, organizare, ierarhizare, cauzalitate, frecvenţă densitate, intensitate etc.), precum şi reprezentări proprii: morfogeneză, modelare selectivă, peneplenă, exaraţie, abraziune, denudare etc.

Limbajul folosit în geomorfologie, la fel ca cel utilizat în geografie, are o serie de caracteristici (Petrea, 2005): este semantic (fiecare noţiune are o semnificaţie inclusă referitoare la formă, dimensiune, geneză etc.), sintactic (permite construcţia termenilor complecşi ce exprimă corelaţiile dintre obiectul desemnat şi funcţiile sale, de exemplu vale epigenetică, circ glaciar etc.); imperativ (termenii utilizaţi sunt folosiţi cu un anumit înţeles, de exemplu pediplanaţia, meteorizaţia, aluvierea etc.), este susceptibil de formalizare (între noţiuni şi realitate există corespondenţe logice ce pot fi exprimate prin elemente de limbaj idealizat – simboluri, coduri, indici, coeficienţi, modele etc.) ş.a.

Utilizarea unui limbaj geomorfologic presupune respectarea unor exigenţe menite să reflecte adecvat ştiinţificitatea faptelor comunicate (Petrea, 2005): să fie corect din punct de vedere ortografic şi ortoepic, inclusiv în ceea ce priveşte respectarea regulilor de standardizare şi de transmitere a denumirilor specifice; să fie exact în interpretarea ştiinţifică şi relatarea proceselor şi fenomenelor studiate; să fie riguros şi consecvent în argumentări, demonstraţii şi în utilizarea reprezentărilor ştiinţifice); accesibil în raport cu grupul ţintă, dar nicidecum banal şi vulgar; critic sau susceptibil să-şi surprindă propriile limite; receptiv şi deschis la nevoile de asimilare a noilor realităţi ştiinţifice, inclusiv a celor ce vizează emanciparea limbajului; estetic, pe cât posibil, în funcţie de gradul de cunoaştere a problematicii respective de către autori, raportat la cerinţele ştiinţifice.

Produsele cartografice constituie mijloace de cercetare şi de fixare a rezultatelor cercetării (Grecu, 2000). Ele sunt în acelaşi timp mijloace indispensabile cercetării reliefului. Utilizarea lor conduce la evidenţierea diferenţierilor teritoriale a proceselor geomorfologice şi a formelor de relief. Dintre ele se remarcă diversele hărţi tematice care se utilizează în studiul reliefului. Ele au rolul de a evidenţia distribuţia formelor de relief, iar utilizarea unor seturi de hărţi este în măsură să indice direcţia de evoluţie a reliefului dintr-un teritoriu.

Instrumentele şi aparatele de observaţie şi măsură se dovedesc în ultima vreme foarte utile în geomorfologie. Ele s-au diversificat pe măsură dezvoltării posibilităţilor tehnice din alte domenii. Ele se utilizează începând de la măsurarea unor parametrii simpli, până la obţinerea de informaţii complexe, referitoare la

dinamica unor procese geomorfologice (alunecări de teren, sufoziuni, tasări, eroziune şi acumulare fluvială etc.). În categoria aparatelor care se utilizează în studiul reliefului se remarcă în ultima vreme cele care se vizează captarea informaţiilor despre relief, sub formă de imagini de teledetecţie (Goudie, 1990), în special de pe ortofotoplanuri. În ultima vreme imaginile de teledetecţie sunt tot mai mult prelucrate cu ajutorul soft-urilor GIS.

Calculatoarele pentru stocarea şi prelucrarea automată a informaţiei despre relief au devenit tot mai utile, mai ales în realizarea studiilor geomorfologice detaliate de tipul articolelor ştiinţifice. La realizarea acestora este necesară uneori prelucrarea unei cantităţi impresionante de date. Tot cu ajutorul calculatoarelor, utilizând soft-uri GIS, se realizează harţi tematice cu formele de relief şi parametrii morfometrici ai acestora. Odată cu apariţia computerelor cu mari capacităţi de memorare şi de prelucrarea a unui volum enorm de date, informaţiile despre relief stocate pe hărţile topografice au fost puse într-o altă lumină.

Se poate concluziona că pentru realizarea unei analize ştiinţifice a reliefului, geomorfologul are astăzi nevoie de un orizont larg de informaţii. Acest fapt conduce la o mare diversitate de premise metodologice şi practice, care generează la rândul lor o mulţime de posibilităţi de abordare a reliefului, concretizate în afirmarea anumitor direcţii de investigaţie, identificate drept ramuri sau subdiviziuni ale geomorfologiei (Josan et al., 1996).

CAPITOLUL 4
AGENȚI, PROCESE ȘI MECANISME MORFOGENETICE

La suprafața Terrei acționează o serie de agenți modelatori, care se manifestă prin intermediul proceselor și mecanismelor. Tendința generală este ca agenții externi să modeleze, ceea ce agenții interni creează, în cadrul unui amplu proces de conlucrare a celor două categorii de agenți. În funcție de condițiile zonale, regionale și locale, agenții interferează între ei și cu substratul determinând apariția mediilor geomorfologice sau morfogenetice.

4.1. AGENȚI MORFOGENETICI

Agenții morfogenetici sunt corpuri materiale (solide, lichide și gazoase) și energii, care prin masa, densitatea și dinamica lor, exercită acțiuni asupra substratului, modificându-i starea fizică și chimică (Mac, 1986). Aceste acțiuni se concretizează prin apariția formelor de relief, a căror parametrii dimensionali depind de lucrul mecanic exercitat și de volumul materialelor mobilizate. Acțiunea agenților morfogenetici are loc în mod diferit în funcție de forma lor, de condițiile morfogenetice și de intervalul de timp în care se manifestă (Mac, 1986).

Dinamica agenților morfogenetici este influențată de diverși factori și de condițiile în care acționează ei.

Se consideră factor morfogenetic totalitatea componentelor din mediu și din exteriorul lui, care determină în timp și spațiu geneza și evoluția reliefului (Mac, 1986). Este vorba așadar de factori cosmici și tereștri.

Factorii tereștri se împart în funcție de poziția lor față de suprafața terestră în interni și externi. Dinamica factorilor interni conduce la ridicarea sau coborârea substratului, în timp ce intervenția celor externi, pe de o parte, modelează suprafețele mai ridicate, iar pe de alta, determină acumularea materialelor erodate, pe suprafețele mai coborâte sub formă de sedimente. Priviți ca vectori ai morfogenezei, cele două categorii de factori interacționează cu structura și litologia, asupra cărora își consumă energia; cele din urmă sunt considerate elemente pasive (Mac, 1986), deoarece acționează direct în geneza reliefului (există și excepții).

Alături de factori un rol important îl au condițiile morfogenetice. Acestea cuprind situația, starea sau mediul morfogenetic, care asigură geneza formelor de relief. Condițiile morfogenetice pot fi determinante (prezența unui anumit tip de rocă, sensul de circulație al apei în procesele carstice, numărul de oscilații ale temperaturii în jurul valorii de 0 ^{o}C, într-un interval de timp) și indeterminate

(favorabile sau nefavorabile); de exemplu, existența sau lipsa vegetației nu poate determina începerea sau stoparea procesului de carstificare, dar poate influența ritmul și intensitatea acestuia (Mac, 1986).

Se observă că asupra litosferei acționează, în diverse combinații, agenții hidrosferei, atmosferei, biosferei și antroposferei (Zachar, 1982). Modul de acțiune și intensitatea cu care acționează agenții morfogenetici diferă substanțial. Înseamnă că același agent acționează diferit în funcție de loc, datorită pe de o parte forțelor care i se opun (rezistența substratului), iar pe de altă parte forței pe care o dobândește sub efectul climei sau interacțiunii cu ceilalți agenți (Mac, 1996). În funcție de starea existentă se remarcă anumiți agenți, care devin dominanți în morfogeneză, în timp ce alții rămân asociați. Trecerea timpului poate schimba starea inițială, și atunci raporturile între agenți se schimbă. De exemplu, în Carpați modelarea glaciară deținea o pondere semnificativă în Cuaternar, pe când în prezent șiroirea, torențialitatea și eroziunea fluvială, alături de procesele periglaciare, degradează relieful glaciar.

Alături de agenții endogeni, cei care stau la baza dinamicii litosferei, se remarcă agenții exogeni. Aceștia sunt cei care, în urma derulării lor prin intermediul proceselor morfogenetice, determină relieful de detaliu al Terrei. În categoria agenților exogeni se remarcă: apa căzută sub formă de ploaie, râurile, apa lacurilor, mărilor și oceanelor, ghețarii și zăpada, vântul, organismele și omul.

4.2. PROCESE MORFOGENETICE

Procesele morfogenetice reprezintă formele concrete de manifestare a agenților modelatori (Mac, 1986). Conform autorului citat, ele pot fi definite ca schimbări fizice sau chimice, care au ca rezultat modificarea substratului; practic procesele stau la baza fenomenului de geneză a reliefului. O altă definiție a procesului este cea dată de Thornbury (1954), conform căruia acesta reprezintă un șir de operații prin care se efectuează o transformare morfologică sub acțiunea unuia sau mai multor agenți modelatori.

Modificările fizice și chimice ale substratului sunt condiționate de natura acestuia și de caracterul agentului modelator, dar totul este însă orientat în funcție de dispunerea forțelor în raport cu gravitația (Mac, 1986). Alături de direcționarea majoră conform gravitației, există și condiționări contrare și tangențiale acesteia. De exemplu, apa care se scurge prin albii fluviale se află sub incidența directă a gravitației, dar aceeași apă în contact cu calcarul, favorizează procese modelatoare indiferente sau chiar contrare gravitației; la fel, în procesul de evaporație apa încărcată cu săruri se deplasează în substrat de jos în sus, spre suprafață, favorizând procesul de meteorizație printr-o acțiune contară gravitației (Mac, 1986).

În aceste condiții, un factor poate devenii agent morfogenetic în virtutea energiei pe care o posedă și o eliberează, în cadrul unui proces morfogenetic. Energia

în cauză devine atributul dominant al agentului și rezultă din transformarea directă și indirectă a energiei solare (de exemplu, circuitul apei în natură), a potențialului morfologic, a căldurii interne a Pământului etc. (Mac, 1986).

Astfel, un factor devine agent morfogenetic ca urmare a energiei care o posedă și o consumă într-un proces morfogenetic. Această energie constituie elementul determinant al agentului și rezultă din transformarea directă și indirectă a căldurii solare (de exemplu, circuitul apei în natură), a potențialului morfologic, a căldurii interne a Pământului etc.

Procesele morfogenetice sunt clasificate în funcție de mai multe criterii. Unul dintre cele mai utilizate criterii le categorisește după originea și locul desfășurării acțiunii lor. Conform acestui criteriu au fost separate următoarele tipuri (Mac, 1986): procese exogene, procese endogene și procese extraterestre.

Procese exogene sau **epigenetice**:

Meteorizația

- procese fizice (dezagregarea)
- procese chimice (alterarea)

Procese gravitaționale

- deplasarea materialelor pe versanți (procese clinotrope)

Eroziunea care după agentul modelator poate fi: fluvială, acvatică, subterană, marină, glaciară, eoliană, antropică

Transportul care după agentul modelator poate fi: fluvial, acvatic, subteran, maritim, glaciar, eolian, antropic

Acumularea care în funcție de agentul modelator poate fi: fluvială, acvatică, subterană, marină, glaciară, eoliană, antropică

Activitatea viețuitoarelor

Procese endogene:

Procese diastrofice: mișcări orogene, epirogene, neotectonice

Procese vulcanice: erupții lavelor și gazelor, digerarea magmatică, granitizarea, activitatea hot-spot-urilor etc.

Procese extraterestre:

Procese de impact meteoric și de coliziune planetară

Procese impuse de atracția universală.

Procesele diferă după natura agentului, deosebindu-se în acest sens procese fizice, chimice, de eroziune, de transport și de acumulare. Modelarea substratului de către agenții morfogenetici începe prin procesul de meteorizație, cu cele două fațete

ale sale, dezagregarea şi alterarea. Ea se continuă apoi prin eroziune, transport şi acumulare, triadă specifică majorităţii agenţilor morfogenetici.

Referitor la eroziune, în funcţie de agentul care o efectuează, ea poartă diverse denumiri: eroziune fluvială (a apelor curgătoare), abraziune (eroziunea apei marine), exaraţie (eroziunea glaciară), coraziune (eroziunea vântului). Eroziunea nefiind singulară, ea este secondată de transport, proces care se desfăşoară fie pur gravitaţional (prăbuşire, surpare, rostogolire etc.), fie prin intermediul unui mediu (apa, sub diversele ei stări de agregare, aerul etc.).

Transportul urmează pe de o parte o cale liniară (şiroire, torenţi, râuri), iar pe de altă parte una areală sau în suprafaţă (alunecări de teren, creep, acţiunea vântului, a mareelor etc.). Încetarea acţiunii agentului mobilizator determină depunerea materialelor transportate, în cadrul procesului de acumulare.

Acumulările poartă diverse denumiri, în funcţie de caracteristicile agentului transportator: aluviuni (râuri), morene (gheţari), depuneri eoliene (vânt), depuneri torenţiale sau proluvii, sedimente marine sau lacustre, la care se pot adăuga depunerile gravitaţionale şi de precipitare.

Legat de procesele de eroziune, transport şi acumulare se utilizează o serie de termeni (denudare, eroziune, coraziune, deraziune etc), aparent cu semnificaţie similară. Pentru a nu se ajunge la confuzii prin utilizarea lor, ei for fi prezentaţi în continuare.

Denudarea cuprinde totalitatea proceselor de desprindere şi dislocare a materialelor din scoarţa terestră, precum şi transportarea acestora prin intermediul agenţilor externi (apă, vânt, animale, om etc.) sau direcţionarea lor gravitaţională. În sens strict prin denudare se înţelege numai acţiunea proceselor care contribuie la dezgolirea rocilor in situ (Grecu şi Palmentola, 2003).

Eroziunea este procesul geomorfologic de modelare a reliefului prin dislocarea rocilor şi elementelor constituente ale acestora, de către agenţii externi. În sens restrâns termenul se foloseşte doar pentru desemnarea acţiunii sculpturale realizată de către apele curgătoare (Grecu şi Palmentola, 2003).

Coraziunea se referă la acţiunea mecanică de roadere şi şlefuire a rocilor prin intermediul unor fragmente fine, provenite din roci dure şi antrenate în mişcare de către apă şi vânt. În mod normal coraziunea se referă la eroziunea exercitată de către particulele de nisip transportate de vânt în teritoriile cu climat arid şi semiarid.

Deraziunea este procesul de eroziune mecanică exercitată de o masă de roci sfărâmate sau de o scoarţă de meteorizaţie instabilă, care se deplasează lent pe versant, asupra rocilor de la partea inferioară, pe care le şlefuieşte şi le rupe în direcţia aval (Grecu şi Palmentola, 2003).

Se poate concluziona că, între toate procesele enumerate există strânse legături, ele întreţinându-se reciproc în demersul de transformare dialectică a suprafeţei Terrei.

4.3. MECANISME MORFOGENETICE

Procesele morfogenetice se realizează printr-o serie de **mecanisme** (sau subprocese) din caracterul cărora decurge natura genetică şi caracteristicile formei de relief (Mac, 1976). Referitor la mecanisme se poate exemplifica situaţia existentă în cazul transportului sedimentelor din albiile râurilor: procesul este cel de transport, iar mecanismele se referă la modul cum are loc acesta, şi anume, prin târâre sau prin rostogolire; la fel şi în cazul transportului sedimentelor specifice modelării eoliene, când se întâlneşte un transport prin saltaţie sau în suspensie.

Modul de manifestare şi intensitatea acţiunii sunt diferite de la un agent la altul. Acţiunea aceluiaşi agent diferă spaţio-temporal, atât datorită forţelor ce i se opun (rezistenţa rocilor), cât şi datorită forţei dobândite sub influenţa condiţiilor climatice şi a interacţiunii cu ceilalţi agenţi. Se ajunge astfel ca pe anumite suprafeţe să predomine acţiunea unor agenţi şi procese, dar aceasta nu înseamnă că ceilalţi lipsesc, ci doar că, activitatea lor este mai redusă; ca urmare au fost distinse agenţi şi procese predominante, respectiv agenţi şi procese secundare sau asociate (Mac, 1986).

Procesele endogene şi exogene se remarcă printr-o periodicitate de manifestare. Acest fapt este ilustrat de prezenţa succesiunilor de forme de relief de eroziune şi acumulare. Aşa sunt de exemplu seriile teraselor fluviale din Depresiunea Transilvaniei, succesiunea morenelor specifice glaciaţiunilor cuaternare din Carpaţi etc.

Discontinuitatea spaţio-temporală a proceselor morfogenetice apare ca o caracteristică esenţială a acestora. De exemplu, în cazul eroziunii fluviale există procese care se manifestă continuu (evacuarea materialului erodat de către râurile permanente), care se manifestă sezonier (surparea malurilor sub efectul îngheţ-dezgheţului), care au loc periodic (modificări ale albiei datorate formării zăpoarelor) şi cele sporadice (revărsările fluviale de amploare care inundă lunca fluvială o dată la câteva decenii) (Mac, 1986).

Alături de caracteristicile menţionate, fiecărui proces îi este specifică o ierarhizare internă. Procesul de eroziune realizat de către apa în stare lichidă prezintă mai multe forme (Mac, 1986): **scurgere difuză**, când materialul transportat de apă pe versant nu ajunge în colectorul principal; **ravenaţie** pe versant, marcată de prezenţa şănţuleţelor discontinui; **torenţi**, cărora le este caracteristică depunerea unei părţi din materialele transportate în conurile aluviale; **râuri**, care se remarcă prin erodarea spaţiului îngust al albiei şi construirea de bancuri aluviale.

4.4. MEDIUL MORFOGENETIC

Cu toate că ne creează impresia că acţionează individual, agenţii şi procesele morfogenetice se asociază în grupuri (Mac, 1976); individualitatea aparentă este întreţinută numai prin raportare la întregul din care fac parte.

Conlucrarea agenților, proceselor și mecanismelor în procesul de morfogeneză duce la constituirea mediului morfogenetic. Spre exemplu, modelarea fluvială *„implică, înainte de toate, activitatea de dezagregare a rocilor (eroziunea mecanică și chimică), o acțiune de punere în mișcare a particulelor (ravenație, creep), o activitate de „săpare" a albiilor fluviale și, în final, evacuarea materialelor, toate acestea determinând crearea formelor de vale, a celor de versant și de interfluviu"* (Mac, 1986, p. 34).

Prin considerarea reliefului, ca element central al mediului, celelalte componente, cele care îi asigură apariția, menținerea, dezvoltarea și declinul, acționează, deterministic vorbind, prin intermediul agenților și proceselor geomorfologice. Parcurgând în continuare linia cauzală putem *„aprecia că cele trei forme de energie cu semnificație geomorfologică (solară, gravitațională, geotermică), manifestate sub forma energiei calorice și a energiei cinetice, fie ca atare fie prin intermediul unor caractere geografice (ex. climatice), sau geologice (ex. structurale, tectonice), vor crea o mare varietate de condiții morfogenetice, constituite sub forma unor medii geomorfologice."* (Filip, 2008, p. 118).

În funcție de dominanța unor procese sau de conlucrarea dintre acestea, pot fi identificate numeroase medii geomorfologice. De exemplu, dominanța unui proces geomorfologic elementar, pe fondul unor condiții climatice favorabile, determină individualizarea unor medii geomorfologice, cum ar fi cel al dezagregării, alterării etc. Prezența sau absența componentei biotice determină existența a două mari tipuri de medii (Filip, 2008): cu dominanța abiotică și cu dominanța biotică. În același context, de identificare a mediilor geomorfologice, nu trebuie ignorat rolul substratului geologic, în cadrul ansamblului ce reprezintă mediul geomorfologic, pentru o formă de relief. Cu toate că rocile sunt considerate un element static, în urma exercitării de acțiuni dinspre agenții geomorfologici, acestea vor reacționa în mod specific și selectiv (Filip, 2008). Doar în aceste condiții, factorii pasivi se pot manifesta în mod determinant, devenind prioritari, imprimând prin aceasta formelor de relief caracteristici definitorii (Mac, 1980).

Fiecare dintre procesele menționate poate acționa singular, dar fără să se ajungă la aceleași rezultate, ca în cazul manifestării împreună cu celelalte; înseamnă că geneza reliefului este consecința unei ierarhii de procese și mecanisme care se întrețin reciproc și a căror acțiune se corelează în cadrul unui **mediu morfogenetic**.

Cele precizate permit în continuare delimitarea mai multor medii geomorfologice. Se remarcă o primă categorie, și anume, cea a mediilor geomorfologice cu dominanță structurală (Filip, 2008): mediul geomorfologic structural cutat, mediul geomorfologic structural monoclinal, mediul geomorfologic structural vulcanic, mediul geomorfologic piemontan etc. Conform sursei citate se mai deosebesc medii geomorfologice al regiunilor de orogen, al regiunilor de platformă etc. Legat de petrografie, au fost individualizate medii geomorfologice

specifice (Filip, 2008): mediul geomorfologic al rocilor vulcanice, mediul geomorfologic al rocilor sedimentare etc. Demne de luat în considerare sunt mediile geomorfologice care au la baza componentul mediului apa. Relația apă relief, prin crearea unor medii specifice determină forme de relief aparte: relief fluvial, relief litoral, relief glaciar etc.

Există așadar o strânsă legătură între agenți, procese și condițiile de mediu. Acestea din urmă asigură cadrul de manifestare a agenților și proceselor, iar ele în dinamica lor își autodezvoltă condiții de mediu (Mac, 1976). De exemplu, vântul ca agent modelator intră în asociație cu căldura și alcătuiesc un mediu de modelare. Dacă se mai adaugă valori scăzute ale umidității atmosferei și lipsa covorului vegetal (condiții de mediu), se dezvoltă domeniul morfogenetic de modelare deșertică.

În exemplul precedent, mediul morfogenetic a fost evidențiat de către climat, el constituind unul dintre cei mai importanți factori ai genezei formelor de relief. Prin particularitățile sale, climatul condiționează caracterul și intensitatea proceselor geomorfologice. Climatul influențează morfogeneza atât direct, cât și indirect, prin intermediul hidrosferei, biosferei și a învelișului de sol (Mac, 1996). Autorul citat, precizează în continuare că legătura dintre climat și relief este bine ilustrată de legea dezvoltării zonale a proceselor exogene; zonalitatea morfoclimatică subliniază excelent diferența dintre relieful exogen și cel generat prin procese endogene.

Nu trebuie însă confundat mediul morfogenetic cu domeniul morfoclimatic (suprapus unui anumit tip de climat). Practic, mediul morfogenetic carstic (rezultat din interacțiunea apei cu substratul bogat în carbonat de calciu) este prezent atât la suprafața terestră (exocarstul), cât și sub nivelul acesteia (endocarstul). Același mediu morfogenetic se întâlnește și în zona caldă, și în cele temperate, adică trece de granițele unui anumit tip de climat sau al unei zone climatice (Mac, 1976). La fel și în cazul mediului morfogenetic fluvial, cunoscut fiind faptul că râurile sunt prezente în majoritatea zonelor climatice. De asemenea, un mediu morfogenetic poate fi scos în evidență sau poate fi estompat de către o zonă climatică; de exemplu mediul de modelare periglaciar este favorizat de către climatele reci și estompat în zona temperată (Mac, 1976). Există și situații când mediul morfogenetic ocupă suprafețe extinse acoperind practic o zonă climatică, într-un astfel de caz, sub raportul spațialității se poate pune semn de egalitate între cele două sisteme. Dar pentru a evita confuziile este indicat ca formele de relief să fie grupate după agenții și procesele care le-au generat, adică după geneză, decât după zone climatice (Mac, 1976).

Mediile morfogenetice au și ele limite, la fel ca și cele climatice. Dominanța unui mediu morfogenetic se încheie dincolo de fâșia unde agenții și procesele specifice lui devin din dominate secundare. De exemplu, limitele mediului morfogenetic carstic sunt fixate de întinderea și grosimea masei de roci certificabile, în condițiile prezenței celorlalți componenți (apă în stare lichidă, valori ale temperaturii favorabile etc.); la

fel mediul morfogenetic fluvial se menține atâta timp cât există un bilanț pozitiv al scurgerii de suprafață și un nivel de bază favorabil (Roșian, 2011a).

Agenții și procesele din cadrul unui mediu morfogenetic prezintă o serie de trăsături, care permit aprecierea calitativă și cantitativă a formelor de relief specifice (Mac, 1976):

a) Fiecare agent și proces morfogenetic acționează în manieră proprie, aspect care imprimă un caracter distinct formelor de relief rezultate. Acest fapt servește la clasificarea genetică a formelor, ceea ce înseamnă că fiecare formă de relief are o notă distinctă, dependentă de procesul geomorfologic care a creat-o.

b) Agenții și procesele geomorfologice participă inegal sub aspect spațio-temporal la geneza reliefului. Unele sunt dominante, altele doar asociate, în timp ce altele numai auxiliare; modelarea fluviatilă este predominantă în climatul temperat, pe când gelifracția, este foarte limitată apărând ca un proces accesoriu.

c) Agenții și procesele nu acționează izolat, ci în combinații în cadrul mediilor de modelare. Acțiunea comună a lor este oglindită de tipul de peisaj geomorfologic. De exemplu, peisajul de badlands indică o acțiune accelerată a eroziunii prin șiroire și ravenație, conjugată cu o exploatare antropică inadecvată, care a condus la distrugerea învelișului edafic și vegetal.

d) Agenții și procesele geomorfologice operează cu o rată diferențiată, în funcție de: litologie, structură, temperatură, umiditate, altitudine, expoziție, declivitate, tipul vegetației, utilizarea terenurilor etc.

e) Agenții și procesele își schimbă funcția în timp și spațiu, fapt care determină dezvoltarea ordonată și secvențială a formelor de relief; în astfel de condiții relieful parcurge o evoluție ciclică de natură progresivă.

Conform celor precizate o dată cu trecerea timpului există posibilitatea schimbării mediului morfogenetic, practic are loc înlocuirea agenților și proceselor dominante.

Rezultatul unei astfel de schimbări este ilustrat de prezența unor succesiuni și generații diferite de forme de relief, care se păstrează și după încetarea acțiunii proceselor și mecanismelor care le-au generat. Componentul relief este astfel mult mai conservativ, el schimbându-se mai lent decât celelalte componente ale mediului (atmosfera, hidrosfera, biosfera etc.). Dovada schimbării mediilor morfogenetice sunt formele de relief relicte, moștenite, actuale și progresive.

Formele relicte sunt acelea care păstrează caracteristici din evoluția anterioară (de exemplu, relieful glaciar din Carpați), fapt care permite reconstituirea modului de acțiune ale agenților, proceselor și mecanismelor morfogenetice.

Formele moștenite deși sunt și ele vechi, nu pot fi încadrate celor relicte, deoarece sunt actualmente funcționale, cu toate că nu mai există condiții de geneză a unor forme ca ele. Așa sunt de exemplu sectoare de antecedență ale văilor carpatice,

care chiar dacă nu au condiții să se dezvolte în prezent, se impun în peisajul locurilor (Morariu, Velcea, 1971).

Formele actuale, cele ale căror geneză are loc sub auspiciile actualelor condiții morfogenetice, servesc ca punct de plecare în descifrarea și interpretarea celor relicte și progresive (Morariu, Velcea, 1971).

Formele progresive sunt acelea care se generează în actualele condiții de modelare, dar ele prezintă unele particularități, care indică modificări mediului de modelare sau a procesului și a mecanismului dominant. Pe baza lor se poate contura direcția viitoare de dezvoltare a reliefului dintr-un teritoriu. De exemplu, în Depresiunea Transilvaniei eroziunea datorată torențialității pare să indice o dezvoltare de amploare în viitor a formelor de relief specifice. La o astfel de situație s-a ajuns pe de o parte datorită modificării regimului precipitațiilor, iar pe de altă parte datorită schimbării modului de utilizare a terenurilor. Tocmai de aceea, elementele progresive ale reliefului sunt considerate ca punct de plecare în stabilirea prognozei evoluției reliefului (Morariu, Velcea, 1971).

Se poate concluziona că, prin derularea de-a lungul timpului a întregii suite de procese și mecanisme la nivelul substratului, relieful, la fel ca și celelalte componente ale mediului, odată apărut a devenit persistent, s-a diversificat, dar nu și-a pierdut identitatea. Practic fiecare formă de relief reprezintă doar o secvență, din evoluția reliefului Terrei, în care pot fi identificate semne despre trecut, prezent și viitor.

CAPITOLUL 5

RELIEFUL GENERAT DE FACTORII INTERNI AI TERREI

Relieful de ansamblu al Terrei este datorat factorilor interni, care stau la baza proceselor tectonice şi magmato-vulcanice. Procesele respective nu fac altceva decât să menţină un potenţial geomorfologic, pe care îşi desfăşoară acţiunea factorii şi agenţii geomorfologici externi. În funcţie de scară unii dintre factori devin prioritari, determinând tipul reliefului (structural, sculptural), iar alţii asociaţi, contribuind la geneza reliefului de detaliu.

Factorii interni fiind răspunzători îndeosebi de structura geologică, înseamnă că întreţin morfogeneza atât în mod direct, formând un relief de construcţie, cât şi indirect prin crearea unei baze de manifestarea a proceselor exogene (Mac, 1976).

La rândul ei litologia, îndeosebi cea de origine magmato-vulcanică, este tot un rezultat al factorilor interni. Chiar şi rocile sedimentare, ca rezultat al manifestării factorilor externi suferă modificări ale compoziţiei şi structurii, atunci când sunt afectate de procese metamorfice. De exemplu, se ajunge la transformarea argilelor în şisturi argiloase.

Dispunerea straturilor este tot un rezultat al manifestării factorilor interni. În funcţie de condiţiile locale se ajunge ca straturile să fie dispuse orizontal, monoclinal, cutate etc.

Falierile, fracturile, cutremurele şi magmatismul sunt rezultatul aceloraşi factori interni, care sunt în măsură să creeze un relief specific, am numit astfel relieful tectonic.

Relieful Terrei este astfel rezultatul interacţiunii factorilor interni şi externi. Cei interni creează marile tipare tectonice, iar cei externi realizează relieful de detaliu, care variază în funcţie de condiţiile locale.

5.1. STRUCTURA TERREI

Pentru a înţelege modul în care factorii interni determină geneza reliefului Terrei, trebuie cunoscută structura acesteia.

Structura internă a Terrei relevă prezenţa mai multor straturi dispuse concentric: scoarţa, mantaua şi nucleul. Această subdivizare este mai degrabă una clasică, care abordează straturile îndeosebi sub aspect static.

În lumina noilor teorii, şi aici mă refer la tectonica globală, mult mai utilă este o subdivizare care consideră straturile interne ale Terrei din punct de vedere dinamic. Se remarcă în acest sens următoarea structură: litosfera, astenosfera (denumită şi mantaua superioară), mantaua (de tranziţie şi inferioară) şi nucleul

(fig. 5. 1). Contribuția lor la geneza reliefului este cu atât mai evidentă cu cât se acceptă mai mult că ele au un comportament dinamic.

Litosfera reprezintă stratul extern al Terrei, care include atât scoarța terestră și cât și o parte din mantaua superioară. Ea are o grosime medie de cca. 70 - 150 km și este alcătuită din numeroase plăci cu aspect de calotă. Suprafața de discontinuitate Moho (Mohorovicic) delimitează litosfera superioară de cea inferioară.

Litosfera superioară include scoarța sau crusta cu subtipurile sale, în timp ce ***litosfera inferioară*** cuprinde mantaua superioară.

Scoarța terestră este cuprinsă astfel între suprafața terestră și discontinuitatea Moho. Ea are grosimi medii de 20 – 80 km în domeniul continental și de 5 – 15 km în cel oceanic (Mac, 2000). Se remarcă existența a două tipuri scoarță: continentală și oceanică, fiecare la rândul cu mai multe subtipuri.

Litosfera inferioară se extinde până la adâncimea de 100 – 125 km și este alcătuită din roci bazice și ultrabazice, de tipul peridotitului (de origine magmatică) și eclogitului, rocă de origine metamorfică (Rădoane et. al., 2000).

Revenind la scoarță, dinamica litosferei la scara timpului geologic, a determinat formarea a două tipuri: scoarță de tip continental și de tip oceanic.

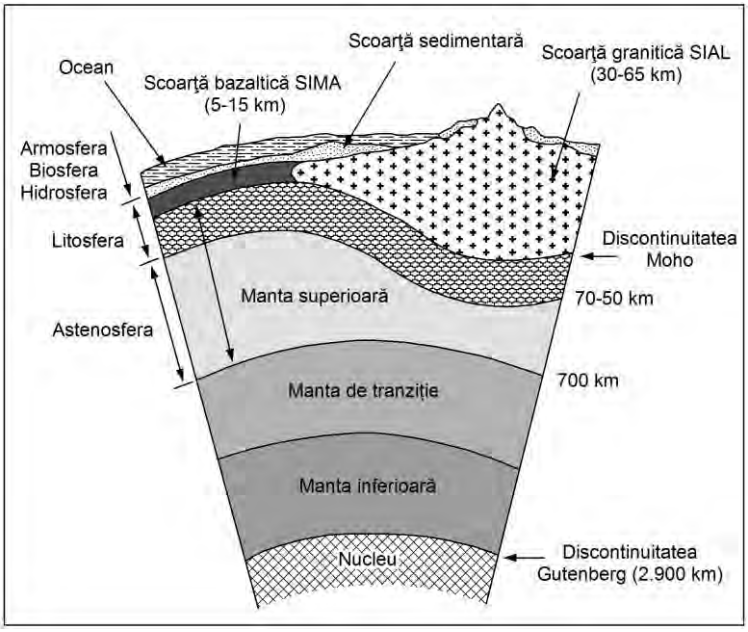


Fig. 5. 1. Structura Terrei (Mac, 2000, p. 53, cu modificări și completări)

Scoarța de tip continental este specifică uscatului și șelfului continental și are grosimi medii de 35 km, atingând 60 – 70 km sau mai mult sub munți. Scoarța de tip continental are în componență trei straturi: sedimentar, granitic și bazaltic.

Stratul sedimentar încorporează roci sedimentare de diferite constituții și are o grosime de până la 15 - 20 km în zonele de orogen tânăr și avan-fosă (Rădoane et al., 2000). În scuturi ea poate să lipsească.

Stratul granitic format din roci acide, are grosimi de până la 50 km sub lanțurile muntoase tinere și de numai 10 - 15 km în limitele platformelor vechi și a scuturilor – baltic, canadian etc. (Rădoane et al., 2000). Mai este cunoscut și sub denumirea de Sial, datorită prezenței silicaților de aluminiu; are în componență îndeosebi granite, granodiorite, gnaise și micașisturi.

Stratul bazaltic, atinge în limitele continentale sub lanțurile muntoase grosimi de 15 km, iar în depresiunile continentale valori de 19-23 km (Bleahu, 1983). Acest strat mai poartă denumirea de Sima, din cauza prezenței silicaților de magneziu în rocile ce intră în componența lui: bazalt, amfibolite, diorite etc.

Scoarța de tip oceanic domină părțile adânci ale oceanelor (marcate de izobatele de -3000 -4000 m, specifice platformei oceanice) și este alcătuită din bazalt (Mac, 1976). Scoarței de tip oceanic îi sunt caracteristice câmpiile abisale, dorsalele și fosele abisale. Se remarcă prin lipsa păturii granitice și prin grosimi medii mai reduse, de numai 5 – 15 km. Scoarța de tip oceanic este alcătuită și ea din trei straturi: sedimentar, intermediar și bazaltic.

Stratul sedimentar se află la partea superioară și are în componență sedimentele provenite din domeniul continental și cel oceanic; el are grosimi de câteva sute de metri. Sedimentele lipsesc în lungul dorsalelor oceanice, grosimea acestora crescând în perimetrul foselor, unde ating valori chiar și de 5000 m; în unele mări interioare, cum ar fi în cazul Mării Negre sedimentele au grosimi de 10 – 15 km (Rădoane et al., 2000).

Stratul intermediar variabil ca grosime, mai este denumit și al doilea strat. El s-a format prin consolidarea rocilor sedimentare, prin pătrunderi magmato-vulcanice, precum și prin transformări de natură locală.

Stratul bazaltic, cu grosimi de 4 – 7 km, este rezultatul generării litosferei de tip oceanic în cadrul dorsalelor. Este alcătuită predominant din curgeri de lave bazaltice.

Trecerea de la scoarța continentală la cea oceanică se face gradat, prin intermediul altor două tipuri de scoarță: subcontinentală (ea se întâlnește sub platformele continentale submerse, intră în componența insulelor vulcanice și a arcurilor insulare; în compoziția ei intră și pătura granitică, a cărei grosime se reduce dinspre continente spre depresiunile oceanice) și suboceanică (se întâlnește la limita dintre uscat și mările interioare, cum ar fi Marea Neagră și Marea Caspică) (Mac, 1996). De exemplu, în cazul Mării Negre, învelișul granitic se laminează spre centru bazinului maritim până la dispariție (fig. 5. 2), el fiind înlocuit de învelișul sedimentar, care se află depus direct peste stratul bazaltic, ceea ce determină ca grosimea scoarței suboceanice să ajungă la peste 20 km (Rădoane et al., 2000).

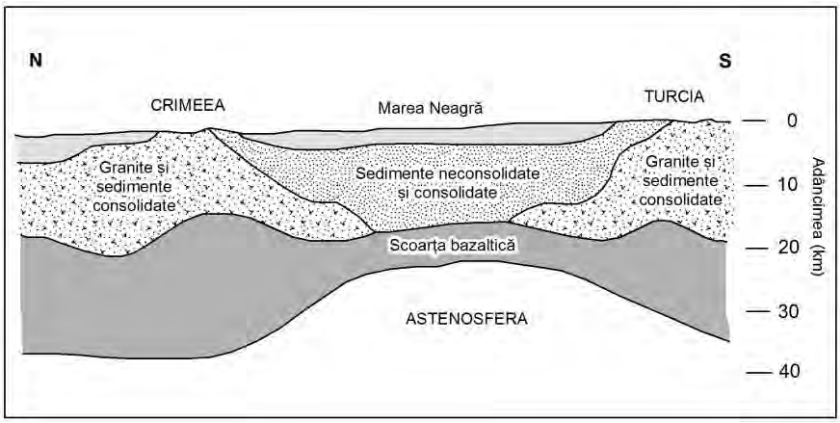


Fig. 5. 2. Profil seismo-geologic transversal N-S prin Marea Neagră. Model de scoarță de tranziție, tip suboceanic (Subbotin et al., 1968, citat de Rădoane et al., 2000, p. 131)

Astenosfera, denumită și mantaua superioară, se află sub litosferă și se extinde în medie până la 400 km (Rădoane et. al., 2000), iar uneori până la 600 – 700 km (Pauliuc și Dinu, 1985). Materia se află într-o stare vâscoasă, fapt dovedit și de valorile reduse ale vitezei de propagare a undelor seismice. Deplasarea materiei la nivelul astenosferei se realizează sub forma unor curenți de convecție.

Luate împreună, litosfera și astenosfera, reprezintă sediul factorilor interni ai genezei formelor de relief. De asemenea, cele două straturi menționate anterior (litosfera – rigidă și astenosfera - plastică) stau la baza proceselor și mecanismelor care asigura dinamica plăcilor litosferice, al căror rezultat sunt macroformele reliefului terestru.

Mantaua este cuprinsă între discontinuitatea Moho și discontinuitatea Gutenberg situată la aproximativ 2.900 km). Ea are trei subdiviziuni: mantaua superioară, mantaua de tranziție și mantaua inferioară.

Dintre acestea, așa cum am precizat, ***mantaua superioară*** intră atât în alcătuirea litosferei (litosfera inferioară) cât și a astenosferei.

Mantaua de tranziție se află cuprinsă între adâncimea medie de 400 – 1.050 km (Pauliuc și Dinu, 1985). Se caracterizează prin schimbări majore de faze și mineralogice ale materiei. Starea materiei ar fi amorfă, probabil cu vâscozitate mare, cu toate că nici transformările polimorfe nu sunt excluse (Rădoane et al., 2000).

Mantaua inferioară se situează între aproximativ 1.050 km și discontinuitatea Gutenberg (2.900 km). Analiza valorilor vitezei undelor seismice și a densității materiei evidențiază că mantaua inferioară are o compoziție chimică uniformă, în care predomină fierul și magneziul, și o stare solidă (Rădoane et al., 2000);

Nucleul este localizat mai jos de discontinuitatea Gutenberg. Cu toate că deține doar 16% din volumul total al Terrei, reprezintă 31% din masa acesteia

(Rădoane et al., 2000). La rândul său, din punct de vedere structural este subdivizat în trei învelişuri: nucleul extern, nucleul de tranziţie şi nucleul intern.

Nucleul extern, situat între suprafeţele seismice de la adâncimile medii de 2.900 km şi 5.100 km (discontinuitatea Lehman), are un comportament fizic fluid relativ omogen (Rădoane et al., 2000). De asemenea, modul de propagare a undelor seismice sugerează o stare lichidă (Pauliuc şi Dinu, 1985).

Nucleul de tranziţie este relativ subţire, aproximativ 150 km. El este delimitat de suprafeţe seismice relativ bine marcate de variaţiile undelor seismice; materia prezintă o stare de tranziţie de la cea fluidă din nucleul exterior şi cea solidă din nucleul interior (Rădoane et al., 2000).

Nucleul intern are o rază de 1.250 km, fiind cuprins 5.120 km şi 6.370 km (Pauliuc şi Dinu, 1985). Sursa citată menţionează că este foarte omogen, iar undele seismice au un gradient scăzut.

Dinamica fiecărui strat concentric, luat individual, dar şi toate împreună, determină relieful major al Terrei şi implicit repartiţia continentelor şi a depresiunilor oceanice.

5.2. PLĂCILE LITOSFERICE

5.2.1. Conceptul de litosferă

Cu toate că apare ca un înveliş unitar, litosfera este divizată în fragmente de dimensiuni diferite, denumite plăci litosferice. Ele au aspectul de calote din cauza formei sferice a Terrei.

Prin litosferă se înţelege *„crusta şi o parte din creştetul mantalei superioare, adică tot ceea ce se plasează deasupra astenosferei”* (Mac, 2000, p. 53). Ea cuprinde partea solidă de la exteriorul Terrei, având ca limită inferioară astenosfera (fig. 5. 1). Conform celor precizate există o strânsă legătură între morfologia de la exteriorul Terrei şi litosferă, aceasta din urmă incluzând şi formele de relief. Relieful reprezentând locul unde se reflectă cel mai bine interacţiunea dintre factorii interni şi externi.

La partea inferioară a litosferei, până la adâncimi de 600 - 800 km se află astenosfera (care în traducere înseamnă stratul slab), materia din componenţa ei aflându-se într-o stare vâscoasă. Mişcarea din cadrul ei, sub forma curenţilor de convecţie, este posibilă tocmai datorită acestei stări.

Litosfera este caracterizată în plan orizontal de prezenţa a două mari discontinuităţi: zonele de generare şi zonele de consum (Mac, 1996). Discontinuităţile au rol de a delimita marile unităţi morfostructurale cunoscute sub denumirea de **placi litosferice**.

Din momentul identificării şi acceptării existenţei plăcilor litosferice, concepţia bipolară a structurii litosferei cu blocuri continentale şi bazine oceanice a

început să sufere schimbări, în sensul că elementele respective au în continuare un rol important în arhitectura globului, dar acesta nu mai este de prim ordin (Mac, 1996). Practic continentele şi oceanele rămân doar ca o reflectare a divizării scoarţei terestre în cele două tipuri fundamentale: scoarţă oceanică şi scoarţă continentală.

În această ierarhie locul lor a fost luat de către plăcile litosferice, considerate ca forme majore ce alcătuiesc relieful Terrei. Înseamnă că formele de relief de ordinul I sunt reprezentate de către plăcile litosferice. Ele pot fi alcătuite numai din litosferă oceanică sau pot cuprinde atât litosferă oceanică cât şi continentală. Se mai remarcă faptul că mozaicul plăcilor litosferice majore nu coincide deloc cu harta repartiţiei continentelor şi oceanelor (Cioacă, 2006). Blocurile continentale sunt considerate *„încastrate definitiv în litosfera oceanică; partea activă a plăcii este de natură oceanică, unde, datorită generării de litosferă, apare mişcarea laterală, în timp ce partea continentală este mişcată odată cu litosfera oceanică”* (Mac, 1996, p. 115).

Numărul plăcilor principale este şapte: Euroasiatică, Nord-Americană, Sud-Americană, Indo-Australiană, Africană, Pacifică şi Antarctică. Acestora li se adaugă câteva plăci mai mici: Arabică, Cocos, Nazca, Caraibelor, Filipină, Turcă, Egeică etc. (fig. 5. 3).

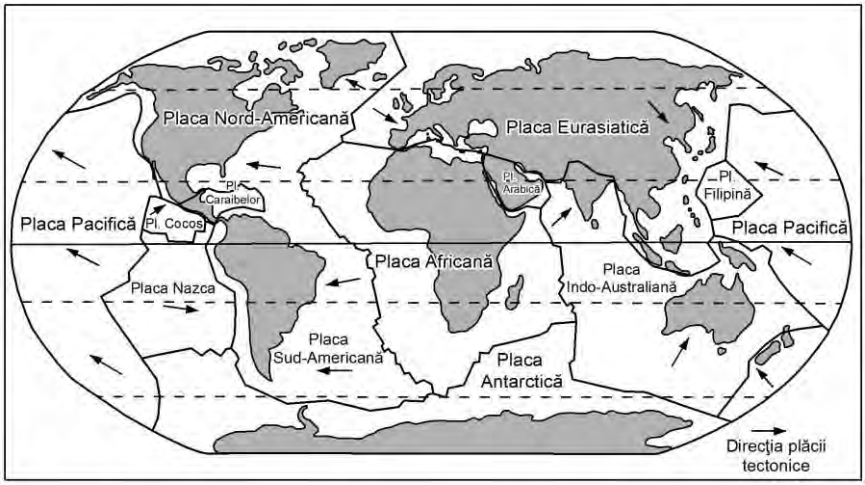


Fig. 5. 3. Plăcile litosferice (Bleahu, 1983, p. 68, cu modificări)

Prin structura plăcilor, în componenţa cărora intră scoarţa terestră şi partea superioară a mantelei, poate fi înţeles mult mai facil conceptul de litosferă. Alături de fracturile majore ale litosferei care pătrund până la astenosferă, separând astfel plăcile, există numeroase falii şi fracturi de dimensiuni mai reduse, care afectează scoarţa sau doar orizonturile de la partea superioară a acesteia. Existenţa faliilor şi fracturilor de genul ce lor menţionate, denotă că plăcile nu sunt fixe, ci se deplasează

sub impulsul ramurilor curenților de convecție din astenosferă, simetric și asimetric față de dorsale și fose oceanice.

Pentru a se ajunge la concepția actuală privind alcătuirea și dinamică litosferei drumul a fost destul de anevoios și presărat cu numeroase alte teorii și concepte, între care se remarcă: ipoteza translației continentelor și tectonica globală.

Punerea împreună a acestora și privite din același unghi au făcut posibilă înțelegerea dinamicii plăcilor litosferice.

Ipoteza translației continentelor mai este cunoscută și sub denumirea de driftul continental sau deriva continentelor. Ea este atribuită lui Wegener, cel care a formulat-o în 1912 și a publicat-o ulterior în 1915 (Rădoane et al., 2000). Wegener a presupus existența unui continent unic denumit Pangaea, înconjurat de apele Oceanului Panthalassa. Continentul era separat de un braț de mare de adâncime mică, denumită Marea Tethys; el corespundea ca amplasament actualei Mării Mediterane și lanțurilor de munți tineri din Europa și Asia (Bleahu, 1983). În Jurasic Pangaea a început să se scindeze în diverse fragmente ce au alunecat divergent. Față de Europa și Africa, Americile s-au deplasat spre vest pe măsură ce Oceanul Atlantic a început să se deschidă. În mișcarea lor spre vest Americile au întâmpinat rezistența fundamentului oceanic, fapt care a determinat refularea sedimentelor și a formațiunilor de soclu au generat lanțul andin (Bleahu, 1983). Scindarea Africii a început în Jurasic prin desprinderea Madagascarului și apoi a Indiei. Aceasta din urmă deplasându-se spre nord a strivit depozitele de mică adâncime ale Mării Tethys, generând lanțul himalayan. Australia, împreună cu noua Zeelandă, de care este legată printr-un soclu comun, a alunecat spre vest, ceea ce a determinat ridicarea lanțurilor de munți alpini ai Noii Zeelande; ulterior Australia s-a deplasat spre nord, fapt care a condus la detașarea Noii Zeelande, rămasă în urmă, precum și la ridicarea lanțurilor de munți ai Noii Caledonii, deviată și ea spre nord (Bleahu, 1983). În tot acest timp Australia a rămas în urmă, devenind un continent aparte sub multe aspecte.

Se observă că blocurile continentale fiind mai ușoare, datorită densității mai scăzute a siliciului și aluminiului, care predomina în compoziția lor, s-au deplasat pe astenosferă, în sens invers față de mișcarea de rotație a Terrei, adică spre vest; în același timp ele au fost supuse unei deplasări dinspre poli spre Ecuator (Rădoane et al., 2000).

Translația necontenită a continentelor explică pe de o parte distribuția actuală a uscatului față de oceane și geneza lanțurilor montane de la nivelul continentelor. Legătura dintre toate acesta a fost formulată magistral de către Wegener (1915) într-una din lucrările sale (Die Enstehung der Kontinente und Ozeane): *„Un lucru este însă sigur: aceleași forțe sunt cele care generează marile lanțuri cutate și deplasarea continentelor. Translația continentelor, disjuncția lor și împingerea în masă, cutremurele de pământ, vulcanismul, alternanța transgresiunilor și migrația polilor formează aceleași epoci de paroxism în istoria globului."* (citat de Bleahu, 1983, p. 17).

Wegener şi-a fundamentat teoria translaţiei continentelor pornind de la analogia ţărmurilor atlantice ale Africii şi Americii de Sud. De asemenea, el a mai observat că aproape toate uscaturile au terminaţii răsucite în sensul invers al translaţiei continentelor. Acest fapt este explicat de întârzierea mişcării, deoarece cu cât o masă de uscat este mai masivă, cu atât deplasarea ei este mai rapidă. De exemplu, Ţara de Foc, Ţara lui Graham (care structural reprezintă o continuare a Anzilor) au extremităţile îndreptate spre est, în timp de extremităţile Noii Zeelande şi cele ale Japoniei sunt orientate spre vest, în funcţie de direcţia de deplasare. Alături de argumentul morfologic menţionat, în sprijinul teoriei sale, Wegener şi adepţii săi, au adus numeroase alte argumente de natură geologică, paleontologică, biogeografică, paleoclimatică etc.

Tectonica globală este considerată cea mai modernă teorie care explică structura litosferei, evoluţia paleogeomorfologică şi dispunerea actuală a plăcilor litosferice, considerate ca forme de relief de ordinul I. La baza acestei teorii stau numeroase cercetări interdisciplinare, realizate de echipe de cercetători, în cadrul unor proiecte de anvergură, derulate în a doua jumătate a secolului XX. Dintre proiecte se remarcă următoarele (Bleahu, 1983; Rădoane et al., 2000): Proiectul JOIDES (Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling = Instituţiile oceanografice reunite pentru probarea profunzimilor Pământului) demarat în 1964; acelaşi proiect, prin internaţionalizare, primeşte denumirea IPOD (International Project of Ocean Drilling) în 1975; Proiectul mantalei superioare (Upper Mantle Project) (1960 - 1970); Proiectul de geodinamică (1971 - 1980); Proiectul FAMOUS pentru studiul dorsalei atlantice (1971 - 1974); Proiectul de foraje în marea adâncă (Deep Sea Drilling Project), care a debutat în 1968 şi a fost realizat cu ajutorul navei Glomar Challenger (s-au realizat foraje la peste 1.000 m în plăcile litosferice oceanice).

Tot în acest context, de mare succes s-a dovedit a fi tehnica sondajului continuu ultrasonic. Ea a fost folosită la ridicarea reliefului Oceanului Planetar, fapt care a corespuns cu primele descoperiri hotărâtoare, cu privire la conturarea şi detalierea formelor de relief majore (Rădoane et al., 2000): dorsale oceanice, munţi suboceanici izolaţi, arcuri insulare, fose oceanice, platouri şi câmpii oceanice etc.

Ordonarea şi interpretarea volumului imens de informaţii obţinute în cadrul proiectelor de cercetare menţionate, a permis elaborarea şi dezvoltarea unei versiuni moderne a Teoriei Translaţiei Continentelor. De asemenea, au fost puse bazele unor teorii noi (Rădoane et al., 2000): **teoria expansiunii fundurilor oceanice** (perfectată în 1962, ea explică apariţia, constituţia şi evoluţia scoarţei bazaltice) şi **teoria plăcilor litosferice** (elaborată în 1968, ea aduce argumente despre relaţiile dintre scoarţa continentală şi cea oceanică, precum şi despre raporturile lor cu mantaua).

Teoriile menţionate, împreună cu teoria tectonicii globale sunt în măsură să ofere răspunsuri precise şi unitare, referitor la caracteristicile geofizice şi structurale ale Terrei (Rădoane et al., 2000): vulcanismul, seismicitatea, metamorfismul,

diastrofismul etc. La rândul lor, implicațiile geomorfologice a Teoriei tectonicii globale sunt demne de luat în considerare, dacă ne gândim la caracteristicile morfometrice ale formelor de relief, la configurația continentelor și a oceanelor, la cinematica formelor de relief etc.

Nu în ultimul rând, aprofundarea conceptelor care stau la baza tectonicii globale, au pus într-o altă lumină teoria geosinclinalelor. După ce ulterior s-a renunțat total sau parțial la aceasta, ea a fost adaptată, înglobând unele aspecte impuse de dinamica plăcilor litosferice. Se admite astfel posibilitatea dezvoltării de depresiuni tectonice (de orogen) în regiunile labile ale plăcilor litosferice din vecinătatea ariilor de subducție; aici masele de roci sedimentare, metamorfice sau granitice sunt presate, cutate și ridicate sub formă de lanțuri montane (Ielenicz, 2005). Presiunile sunt legate de dinamica plăcilor litosferice, fapt care a determinat ca cele mai noi lanțuri montane să se individualizeze la contactul dintre acestea. În această manieră, Munții Stâncoși și Munții Anzi s-au format la contactul plăcilor Pacifică și Americană, Munții Himalaya la contactul dintre placa Indiană și cea Eurasiatică, iar lanțul montan format din Pirinei, Alpi și Carpați în sectorul labil datorat înaintării spre nord a Plăcii Africane spre cea Euroasiatică (Ielenicz, 2005).

5.2.2. Dinamica plăcilor litosferice

Deplasarea plăcilor litosferice are la bază proprietățile mecanice și termice diferite ale litosferei și ale astenosferei. Prima este rigidă, datorită densității mai reduse, iar sub aspect termic este mai rece, în timp ce a doua se comportă ca un fluid vâscos, pe care plăcile litosferei alunecă, iar temperatura ei este foarte ridicată.

Plăcile care alcătuiesc litosfera sunt separate de către dorsale medio-oceanice și fose (gropi abisale). Între aceste limite, plăcile fiind active, ele se deplasează unele în raport cu altele. Într-un interval de 200-300 mil. ani unele se formează și se consumă (cele oceanice), în timp ce altele își păstrează masa, dar nu și poziția (plăcile continentale). Se pare că în cazul celor din urmă densitatea mai scăzută constituie o variabilă ce direcționează evoluția doar într-un singur sens. Se pot separa astfel două tipuri de plăci litosferice: cele oceanice și cele continentale. Diferențele majore între cele două sunt date atât de alcătuirea lor, cel puțin la nivelul scoarței, cât și de dinamica lor.

Pentru a explica dinamica plăcilor litosferice au fost propuse mai multe modele, dintre care se remarcă următoarele (Pauliuc și Dinu, 1985): modelul prin curenți de convecție și modelul prin panașe de manta.

Modelul prin curenți de convecție. Ipoteza existenței curenților de convecție a fost propusă, în formă apropiată de ceea ce se acceptă în prezent, de către Holmes (1945), pornind de la ideile enunțate de Ampferer în 1906 și Griggs

în 1939 (citați de Bleahu, 1983). Primul cercetător a presupus că în interiorul Terrei există mase magmatice lichide, în care are loc o mișcare de convecție, adică de ridicare într-un loc și de coborâre în altul. La rândul său Griggs a continuat ideea, punând curenții de convecție pe seama transferului de căldură datorat radioactivității.

Holmes a îmbinat aceste idei cu cea a derivei continentelor, specificând că ele sunt puse în mișcare și purtate de curenții de convecție subcrustali, determinați de același transfer de căldură, impus de radioactivitate.

Se remarcă însă existența mai multor modele de manifestare a celulelor de convecție. Se deosebesc în acest sens celule de convecție adânci și celule de convecție puțin adânci (Pauliuc și Dinu, 1985).

Celulele de convecție adânci au fost intuite încă dinainte de elaborarea tectonicii globale, pentru a explica deriva continentelor. Se presupune că o coloană ascendentă fierbinte se ridică din manta inferioară și curge apoi divergent, purtând în spate plăcile litosferice. Ulterior datele geofizice au sugerat că mantaua inferioară este prea rigidă, pentru a permite o asemenea curgere (Pauliuc și Dinu, 1985). Se dovedește astfel că celule convective adânci nu oferă un mecanism satisfăcător pentru mișcarea plăcilor.

Celulele de convecție puțin adânci se acceptă că se manifestă doar la nivelul astenosferei (ca parte a mantalei superioare), care prin proprietățile sale permite o astfel de mișcare (fig. 5. 4).

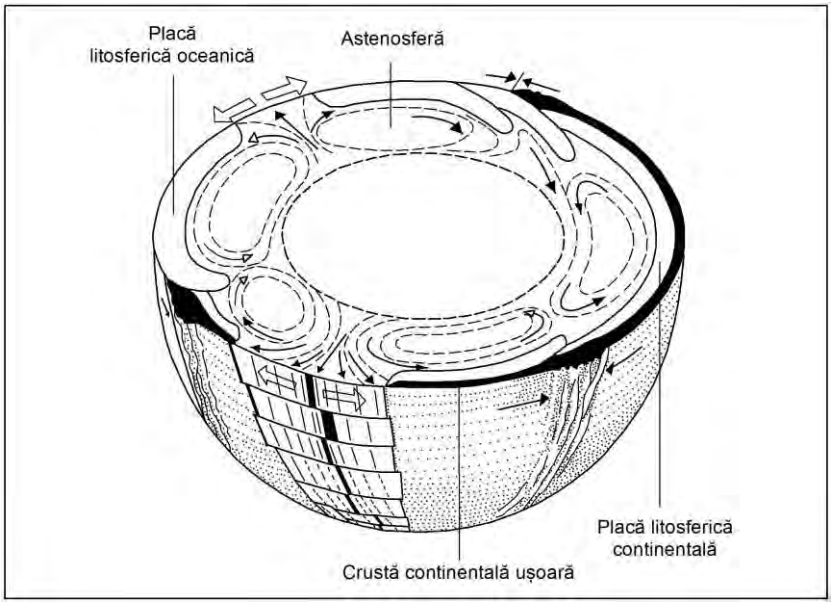


Fig. 5. 4. Mecanismul de mișcare al plăcilor datorită celulelor de convecție situate în mantaua superioară (Bleahu, 1983, p. 100)

La nivelul astenosferei se presupune existența a două modele de manifestare a curenților de convecție (Pauliuc și Dinu, 1985): celular și împins-tras (fig. 5. 5).

- *modelul celular* se referă la existența unor celule de convecție care au o ramuri ascendente sub dorsalele oceanice și descendente în partea opusă spre continente, unde coboară înapoi în astenosferă;

- *modelul împins-trans* (push-pull) presupune că astenosfera este destul de moale pentru a nu transmite stressuri de forfecare orizontale semnificative litosferei de deasupra (Elsasser, 1971, citat de Pauliuc și Dinu, 1985). Mișcarea plăcii se datorează în acest caz împingerilor laterale ale plăcilor în zonele dorsalelor oceanice, alunecării gravitaționale a plăcilor dinspre dorsale și tracțiunii plăcilor atunci în ele ajung în zonele de subducție. Împingerea din zona dorsalelor este însoțită de ridicarea magmei de-a lungul zonelor axiale, unde se generează litosferă nouă (Pauliuc și Dinu, 1985). Autorii citați menționează în continuare că, tracțiunea plăcii după cea ajunge în astenosferă, este datorată creșterii în densitate a părții de litosferă care se subduce și care rezultă din efectul combinat al răcirilor și schimbărilor de fază mineralogică.

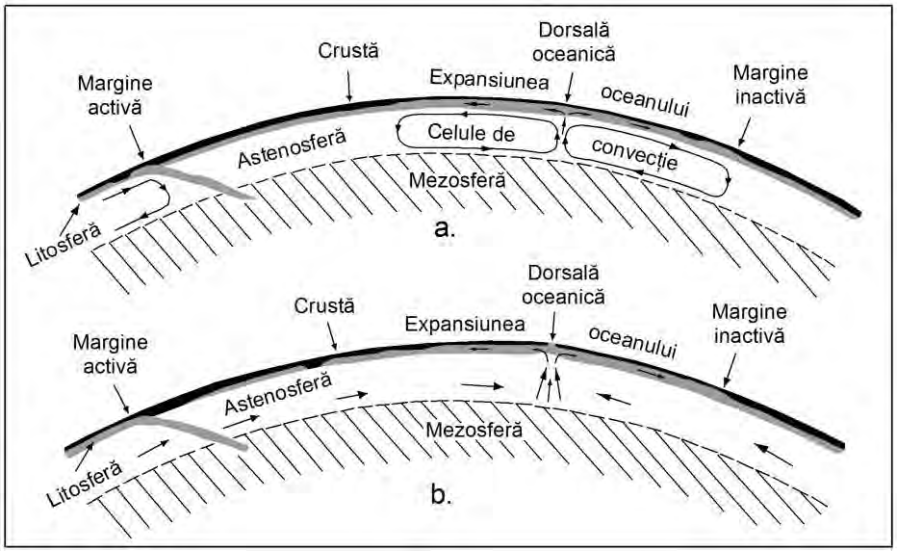


Fig. 5. 5. Mecanismele formării expansiunii prin modele cu celule de convecție puțin adânci; a. model celular; b. model împins – tras (Bott, 1971, citat de Pauliuc și Dinu, 1985, p. 276)

Cele două modele, de convecție celulară și împins tras nu se exclud existând posibilitatea ca ele să opereze simultan în diverse locuri la nivelul Terrei.

Indiferent de modelul acceptat, fiecare curent de convecție are o ramură ascendentă, care determină transportul materialului mai cald (de obicei magmă bazică) de la partea inferioară a astenosferei spre cea superioară. Ramurile ascendente a doi

curenți vecini acționează asupra litosferei formând o despicătură numită rift sau vale de rift, care delimitează două plăci (fig. 5. 4). Magma care pătrunde ascendent în rift ajunge la suprafață sub formă de lavă, iar datorită procesului de răcire are loc o depozitare a sa de o parte și de altă a riftului (Mac, 2000). Prin consolidarea lavei, de o parte și de alta a riftului se formează litosferă nouă de tip oceanic, care se atașează celor două plăci din vecinătate; proces denumit expansiunea fundului oceanic. Pe măsură ce fâșia de scoarță nou formată se îndepărtează de locul de generare, ea se răcește, devine mai grea și este transportată de ramura curentului de convecție divergent către fosele abisale. În cadrul lor, scoarța rece și mai veche este topită și asimilată din nou în astenosferă. Se realizează astfel un circuit litosferic, care stă la baza reînnoirii litosferei în timp geologic. Trebuie subliniat că expansiunea în rifturi nu este continuă, ci un proces episodic, în salturi (Bleahu, 1983).

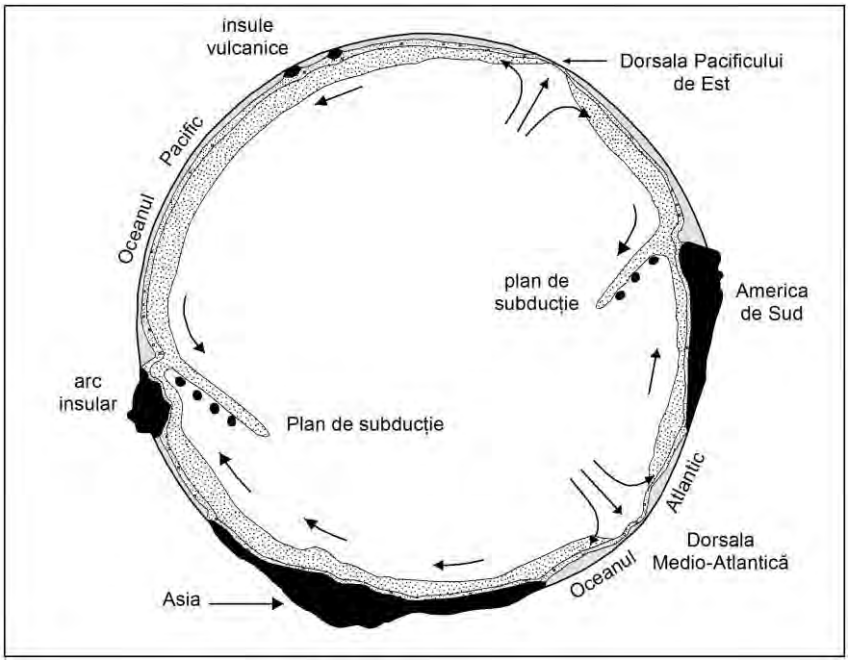


Fig. 5. 6. Secțiune transversală a Terrei; se observă că ceea ce se formează în dorsalele atlantică și pacifică se consumă pe cele două părți ale pacificului (Uyeda, 1972, citat de Bleahu, 1983, p. 82)

Totalitatea proceselor de formare și de evoluție a unei zone de expansiune sunt cunoscute sub denumirea de acrețiune. Ea cuprinde mai multe etape (Pauliuc și Dinu, 1985): fragmentarea litosferei continentale datorită unui flux termic dinspre manta; ridicarea din astenosferă a materialului magmatic, consolidarea și transformarea sa metamorfică; deplasarea laterală a plăcilor care delimitează zona de expansiune, făcând astfel loc pentru noi volume de materie care urcă din astenosferă. De

exemplu, plăcile americane pe de o parte şi cele eurasiatică şi africană, pe de altă parte, sunt în expansiune, fapt care conduce la creşterea în suprafaţă a Oceanului Atlantic. În acelaşi timp, alte plăci litosferice se apropie (Placa Nord-Americană de Placa Nord-Pacifică) determinând închiderea unui vechi ocean, aşa cum este în cazul Pacificului, care îşi restrânge suprafaţa prin subducţia plăcilor peste care se suprapune (fig. 5. 6). Mobilitatea plăcilor litosferice este demonstrată de vitezele înregistrate, a căror valori merg de la 1 cm la câţiva zeci de cm pe an (Cioacă, 2006). Înseamnă că distanţele care pot fi parcurse la scară geologică sunt impresionante (până la 100 km într-un milion de ani).

Chiar dacă din cele notate se întrevăd diferenţe între continente şi oceane, există şi legături strânse intre acestea. De exemplu, prezenţa gropilor abisale la marginea bazinelor oceanice şi în vecinătatea continentelor, precum şi desfăşurarea marilor lanţuri muntoase tot în zona periferică a continentelor, atestă faptul că la contactul dintre acestea şi depresiunile oceanice se află o fâşie critică (mobilă) unde scoarţa terestră şi relieful său suferă transformări importante (Mac, 1996).

Aşadar, în timp ce în proximitatea rifturilor are loc formarea litosferei, marginile vechi ale plăcilor se consumă, se topeşte în astenosferă, prin subducţie sub o altă placă. Procesul de subducţie este determinat de ramurile ascendente ale curenţilor de convecţie şi de diferenţele de densitate. Locul unde are loc subducţia corespunde unei fose oceanice. Recapitulând, dinamica plăcilor cuprinde formarea riftului şi a dorsalei, generarea de litosferă oceanică, deplasarea acesteia spre fosele oceanice, subducţia şi retopirea în astenosferă.

Panaşele de manta. Pornind de la ideea că insulele vulcanice din oceane au fost create în rifturile dorsalelor, s-a ajuns la generalizări care subliniază că ele au aceeaşi origine, doar că au fost purtate tot mai departe de rift după formarea lor (Bleahu, 1983). Înseamnă că o insulă, cu cât se află mai departe de rift cu atât este mai veche; lucru de altfel valabil, în mare parte, pentru oceanele Atlantic şi Indian Cercetările întreprinse (Wilson, 1965) în Oceanul Pacific au evidenţiat că insulele situate la vest de dorsala acestuia se dispun paralel cu aceasta, ci pe aliniamente orientate SE – NV. De asemenea, s-a constatat că insulele situate mai la NV sunt mai vechi decât cele din capătul opus. Exemplul este valabil pentru arhipelagul Hawaii, în cadrul căruia doar Insula Hawaii este activă vulcanic, în timp ce insulele situate la NV de aceasta, au vulcani stinşi şi sunt tot mai vechi.

Până aici lucrurile par oarecum firești, dar elementul purtător de informaţie este dat de răspunsul la întrebarea - cum s-au format aceste insule? În acest caz sursa vulcanică nu mai este pe o dorsală, cu sau fără rift, ci este reprezentată de un focar profund, situat în manta de tranziţie sau chiar inferioră, şi peste care a alunecat Placa Pacifică, în mişcarea ei divergentă faţă de dorsală. Cel care a furnizat material de-a lungul timpului, pentru edificarea insulelor vulcanice a fost focarul sau punctul fierbinte provenit din mantaua profundă. Trena de insule vulcanice este în asemenea

cazuri, cu atât mai lungă cu cât focarul a fost mai activ ca durată (Bleahu, 1983), iar placa s-a deplasat mai repede.

Cele precizate susțin ideea că fiecare loc fierbinte are un lanț de vulcani, a căror vârstă diferă, ceea ce face să pară că vulcanismul este rezultatul unei surse staționare de căldură a mantalei (fig. 5. 7), care stă la baza plăcii tectonice în mișcare (Huddart și Stott, 2010).

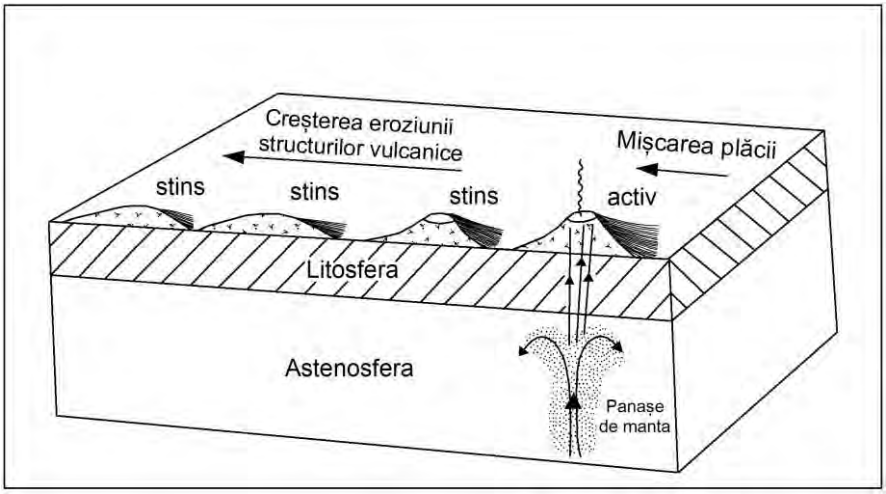


Fig. 5. 7. Modelul panașelor de manta pentru generarea de lanțuri vulcanice liniare (Wilson, 1993, citat de Huddart și Stott, 2010, p. 182)

Punctele fierbinți sau focarele cum le spunea Wilson (1965), nu sunt altceva decât actualele panașe de manta (fig. 5. 8). Existența unei astfel de teorii relevă că dinamica curenților de convecție nu este singurul mecanism luat în considerare pentru explicarea mișcării plăcilor litosferice (Bleahu, 1983).

Reluând ideile lui Wilson (1963, 1973), Morgan (1972) a presupus că mantaua este afectată de o mișcare convectivă aparte: *„de la limita cu nucleul urcă rapid material foarte cald ce traversează mantaua printr-un fel de horn cilindric până ajunge la baza litosferei unde se împrăștie în umbrelă, materialul răcit recăzând lent prin manta până ajunge la baza ei”* (Bleahu, 1983, p. 101). Hornurile ascensionale, denumite panașe de manta (engl. mantle plumes, fr. panaches de manteau) generează la suprafața globului un punct cald (engl. hot spot, fr. point chaud). Astfel de puncte pot fi identificate prin fluxul termic ridicat și prin erupțiile vulcanice pe care le generează (Bleahu, 1983).

Poziția multor puncte calde pe dorsalele în expansiune demonstrează că ele sunt activ implicate în procesul de expansiune a plăcilor litosferice. Wilson (1973) subliniază că dacă o placă cu scoarță continentală trece pe deasupra unui aliniament de puncte calde, ele pot determina spargerea completă a plăcii și formarea unui rift

care va genera, prin expansiune un ocean (Bleahu, 1983). Wilson (1973) a identificat 21 de puncte fierbinți care sunt active în prezent. Se presupune că în trecut ar fi fost mai multe, între 50 și 150.

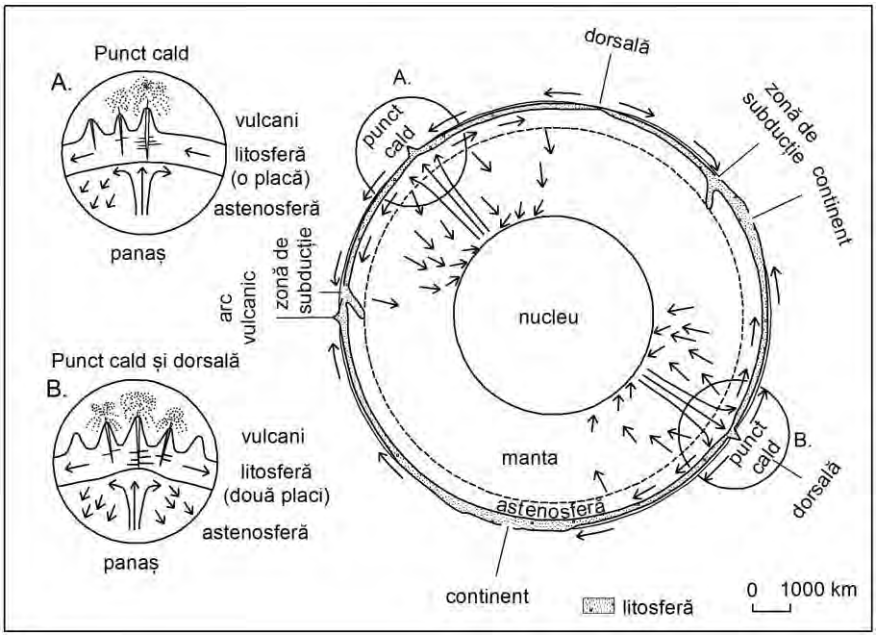


Fig. 5. 8. Secțiune transversală a Terrei cu două panașe de manta ce determină puncte calde; î. A. un panaș generează un lanț vulcanic pe o placă ce trece pe deasupra; în B. un panaș determină spargerea plăcii și formarea unei zone de expansiune (Courtillot, 1973, citat de Bleahu, 1983, p. 101)

Prezența panașelor de manta, indiferent de tipul de placă de la suprafață, indică o totală independență a lor față de mișcările plăcilor, de unde concluzia că ele pot considerate locuri fixe în raport cu nucleul terestru (Bleahu, 1983). Autorul citat menționează că ele ar fi singurele puncte fixe de referință de la suprafața Terrei, unde datorită dinamicii plăcilor litosferice totul se mișcă.

Toate acestea se soldează cu prezența unui ciclu evolutiv al litosferei, denumit **ciclul Wilson**. Începând din 1966 cercetătorul John Tuzo Wilson a analizat din punct de vedere tectonic și faunistic marginile Atlanticului actual. El a ajuns la concluzia că realipind într-o formă preatlantică America de Nord de Europa fauna europeană și cea nord-americană nu are o distribuție conformă cu marginile Atlanticului actual. O parte din fauna europeană se întâlnește pe marginea de est a Americii de Nord, în timp ce faună nord-americană se găsește în Scoția, partea de nord a Irlandei și în nordul Scandinavei (Bleahu, 1989). Înseamnă că inițial terenurile pe care au viețuit aceste faune au fost separate de un alt ocean, care înainte să înceapă deschiderea Atlanticului actual s-a închis. Este vorba de Oceanul Iapetus, închis în timpul

orogenezelor caledonice. Ulterior, în mezozoic, atunci când a început deschiderea Atlanticului nu a mai fost urmat vechiul contur, ci unul nou. Doar așa poate fi explicată separarea neuniformă a provinciilor faunistice.

Pornind de la aceste idei Wilson a concluzionat că oceanele se deschid și se închid periodic, nu întotdeauna pe vechile linii de separație. Ciclul Wilson constă într-o succesiune de etape a căror corespondență a fost găsită sub diverse forme la nivelul Terrei (fig. 5. 9).

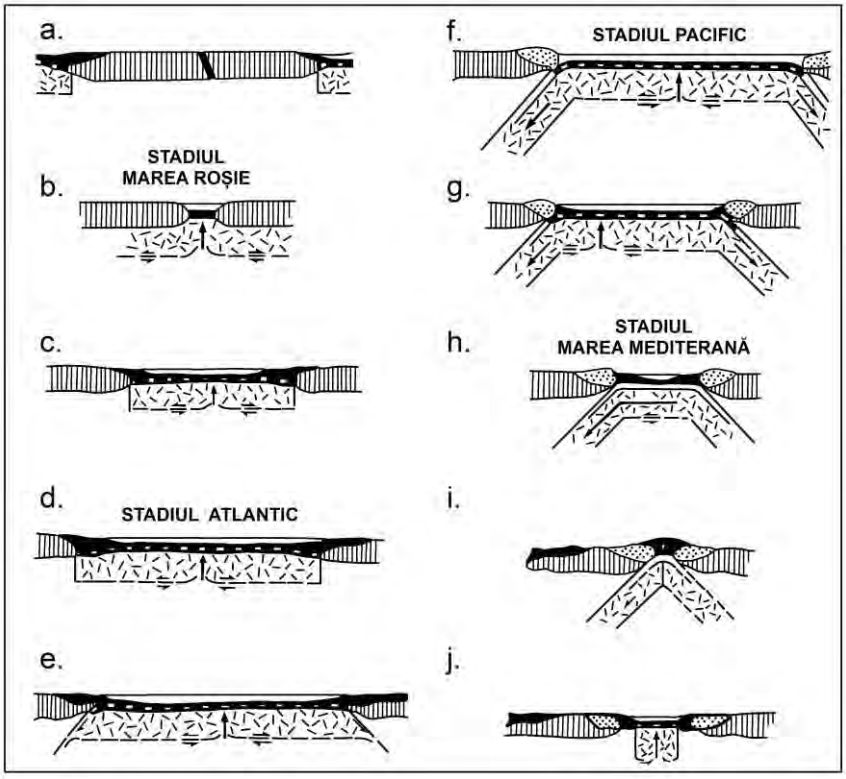


Fig. 5. 9. Ciclul Wilson prezentând stadiile evoluției continent-ocean a unui teritoriu; a. stadiul de continent cu rift continental; b. – e. stadii succesive de deschidere a unui ocean cu margini pasive; f. – h. stadii de închidere a oceanului prin subducție unilaterală, apoi, bilaterală; i. sutură și reconstituirea unui continent unic; j. reluarea ciclului cu stadiul de deschidere a unui ocean (Schroeder, 1971, citat de Bleahu, 1989, p. 438)

Etapele unui ciclu Wilson pot fi sintetizate astfel (Bleahu, 1989):

- într-o placă continentală, datorită unei unui flux termic provenit din manta, se formează un rift continental, de tipul marelui rift african, în care începe o mișcare de distensie;

- lărgirea și adâncirea riftului determină pătrunderea apelor oceanului planetar în el; se formează un bazin de tipul Mării Roșii;

- expansiunea în continuare a fundului mării determină formarea unui ocean de tipul Atlanticului actual, cu margini de plăci continentale pasive;

- extinderea în continuare a plăcii de tip oceanic, determină pe de o parte încărcarea ei cu sedimente în vecinătatea continentelor, iar pe de altă parte creşterea grosimii şi a densităţii ei, pe măsură ce s-a îndepărtat de locul de formare. Toate acestea conduc la ruperea plăcilor la marginea continentelor. Iniţial ruperea se produce pe marginea unui singur continent şi începe subducţia plăcii care poartă oceanul. Acest stadiu este reprezentat de marginea vestică a Atlanticului în Caraibe;

- continuarea expansiunii determină ruperea plăcii oceanice şi pe marginea celuilalt continent, formându-se o nouă zonă de subducţie. Se ajunge într-o fază similară cu cea în care se află în momentul de faţă Oceanul Pacific, cu subducţii pe ambele laturi;

- încetarea activităţii în riftul care a generat separarea continentelor şi deschiderea oceanului iniţial, pe fondul continuării proceselor de subducţie pe ambele părţi ale oceanului, determină ca suprafaţa lui să fie redusă treptat, ajungând cu timpul la stadiul de mare îngustă în închidere, la fel cum a fost Mare Tethys în neozoic sau cum este Marea Mediterană în prezent;

- în cele din urmă are loc coliziunea continent-continent, soldată cu formarea unui orogen şi constituirea unui singur continent, în cuprinsul căruia doar sutura ofiolitică, aşa cum este sutura Indusului, mai trădează întreaga evoluţie tectonic.

O dată închis acest ciclu, următorul debutează cu formarea unui nou rift care scindează continentul, nu în mod obligatoriu pe vechea sutură ci, undeva alături (Bleahu, 1989).

Procese specifice marginilor de plăcilor litosferice. Dinamica plăcilor litosferice presupune existenţa mai multor procese, localizate în special la marginea lor. Este vorba de procesele prin intermediul cărora plăcile interacţionează între ele. Se remarcă în acest sens: subducţia, obducţia, coliziunea şi educţia.

Subducţia (din combinaţia ***sub*** şi latinescul ***ducere***, care înseamnă a trage), presupune alunecarea litosferei de tip oceanic, densă şi grea, sub cea continentală mai uşoară (Cioacă, 2006). În locul de subducţie se formează o suprafaţă de contact între cele două plăci. Ea este denumită Plan Benioff şi este caracterizată de o înclinare semnificativă, fiind în acelaşi timp sediul mişcărilor seismice.

Subducţia este însoţită de un magmatism intens, care determină formarea de intruziuni batolitice şi un vulcanism andezitic activ. Trebuie precizat că este posibilă şi subducţia unei plăci oceanice sub o altă placă oceanică (Cioacă, 2006). Materializarea vulcanismului andezitic în acest caz este ilustrat de formarea arcurilor de insule vulcanice (fig. 5. 10).

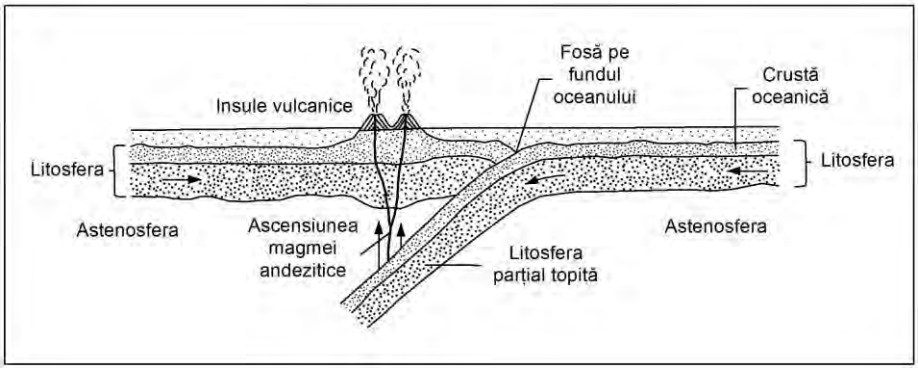


Fig. 5. 10. Subducția unei plăci oceanice în astenosferă, însoțită de ascensiunea magmei și de formarea insulelor vulcanice (Cioacă, 2006, p. 46)

Obducția (de la latinescul ***obducția***, care înseamnă acțiunea de reacoperire), constă în cazul tectonicii plăcilor litosferice în acoperirea unei plăci continentale de către o placă oceanică, pe suprafețe considerabile, ceea ce reprezintă un mecanism invers subducției (Cioacă, 2006). Ea este rezultatul unei subducții intra-oceanice, care antrenează o pătură din crusta continentală în mișcare. Blocarea sa, datorită întâlnirii cu un bloc continental (ca urmare a densității mai mici), antrenează un șariaj al fundului oceanic peste continent și cutarea strânsă a scoarței continentale (fig. 5. 11).

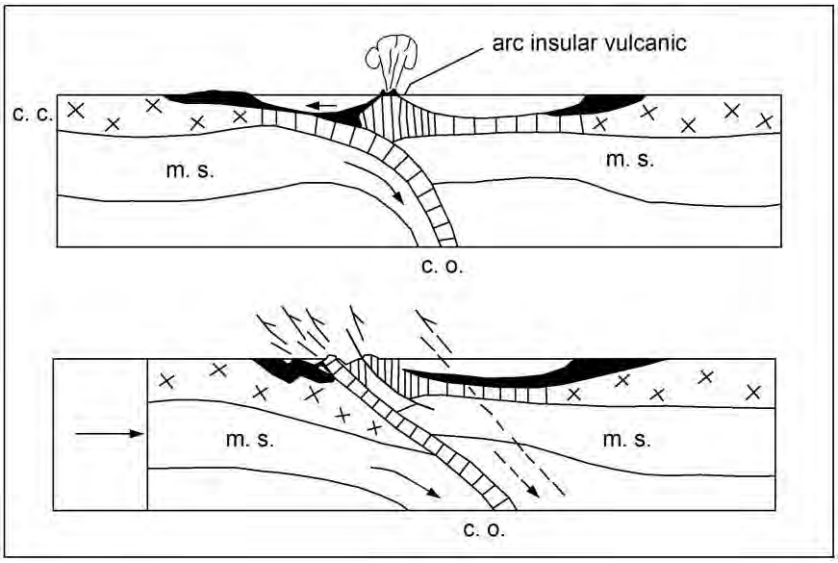


Fig. 5. 11. Schema mișcării de obducție, însoțită de un șariaj a fundului oceanic peste marginea continentului; c. c. – crustă continentală; c. o. – crustă oceanică; m. s. – mantaua superioară (Cioacă, 2006, p. 47)

Dezmembrarea crustei oceanice, în zonele de subducție, se referă la un mecanismul care face posibilă îmbucătățirea crustei oceanice și suprapunerea ei pe distanțe reduse (fig. 5. 12), peste sedimente de natură continentală sau chiar implicarea ei într-un melange (Bleahu, 1989).

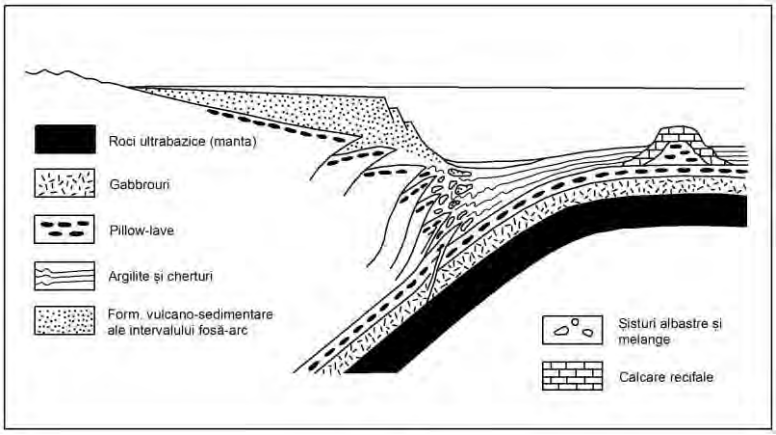


Fig. 5. 12. Dezmembrarea crustei oceanice și implicarea ei în solzi de subplacare în zonele de subducție (Dewey, 1976, citat de Bleahu, 1989, p. 201)

Coliziunea continentală se întâlnește în situația convergenței plăcilor care suportă continente (fig. 5. 13); o astfel de coliziune semnalează închiderea unui vechi ocean (Cioacă, 2006). Munții existenți în partea mediană a continentului Euro-Asiatic, dispuși de la Atlantic la Pacific, reliefează o asemenea situație. Practic, lanțul montan Alpino-Carpato-Himalayan s-a format prin închiderea Oceanului Thetys, care separa Laurasia de Gondwana, începând cu Cretacicul. Coliziunea nu este altceva decât termenul ultim al unei subducții, care în continuare devine imposibilă (Bleahu, 1989), prin consumul plăcii oceanice dintre continente.

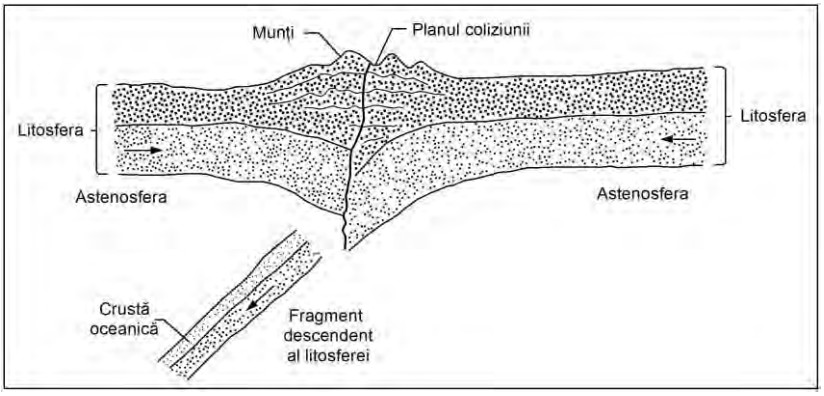


Fig. 5. 13. Coliziunea între două plăci continentale (Cioacă, 2006, p. 46)

Educția reprezintă un caz mai special, ca parte a unei teorii mai ample, propusă de Dixon şi Farrar (1980, citați de Bleahu, 1983). Subducția unei dorsale, cu rift sub o placă continentală, în condițiile în care rift-ul este activ, poate determina ca placa litosferică de tip oceanic, care se formează prin acrețiune (acreție) să iese necontenit de sub placa continentală (fig. 5. 14).

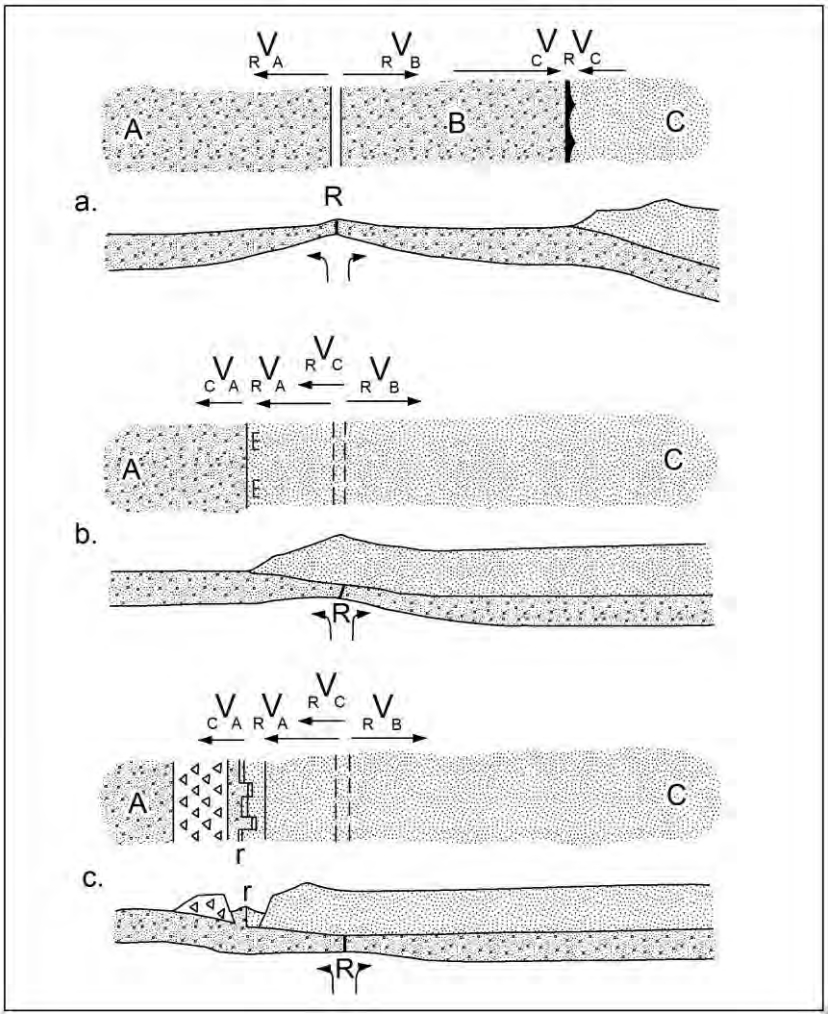


Fig. 5. 14. Mecanismul de educție; a. plăcile A și b se deplasează divergent față de riftul R, iar placa B se subduce sub placa C; b. după subducerea riftului, dacă viteza de expansiune este mai mare decât viteza de subducție, placa A va continua să iasă de sub placa C, proces denumit educție: c. prin antrenarea de către placa A, placa C se rupe și se formează un bazin marginal cu un rift secundar r; (pentru fiecare etapă sus este figurată situația în plan, iar jos în secțiune) (Dixon și Farrar, 1980, citați de Bleahu, 1983, p. 556)

Procesul a fost denumit educție și el este oarecum inversul subducției. Procesul poate continua, în ideea că placa de tip oceanic în formare (de precizat, că nu are caracteristicile originale ale unei plăci oceanice propriu-zise formată sub apele oceanului) în curs de educție, poate exercita o tracțiune asupra plăcii continentale, determinând ruperea acesteia; porțiunea ruptă din placa continentală se va deplasa în continuare cu placa oceanică lăsând în spate un gol, o fereastră unde este expusă placa oceanică mai caldă; decompresia determină în continuare topirea și consolidarea unor roci magmatice, ce vor forma o crustă oceanică nouă într-un rift secundar, aflat și el în deplasare (Bleahu, 1983) (fig. 5. 14 c). O astfel de situație se pare că este specifică evoluției coastei de vest a Americii de Nord, unde Placa Americană acoperă dorsale est-pacifică în zona Rio-Grande, la 1.200 km de coastă. Placa Americană, acoperind pe această distanță Placa pacifică nu este altceva decât o margine de educție, în timp ce Golful Californiei și prelungirea s-a structurală în Falia San Andreas ar fi o ruptură de tipul riftului secundar (fig. 5. 14. c) (Bleahu, 1983).

Transducția. Termenul a fost propus de Page et al., 1979 (citați de Bleahu, 1989) pentru a explica o structură inedită identificată în Sumatera. Insula este străbătută de o falie transcurentă, cu o lungime de 1.650 km, în lungul căreia se află bazine de desfacere specifice (fig. 5. 15).

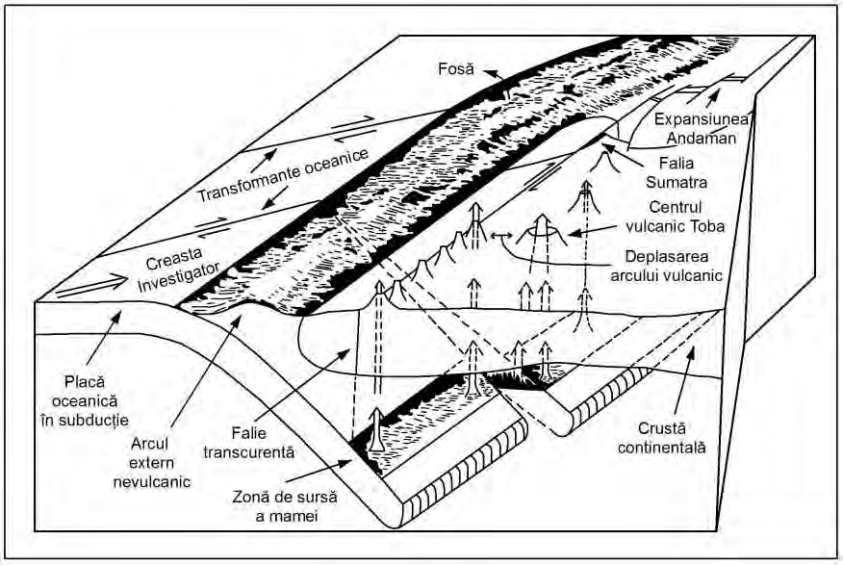


Fig. 5. 15. Blocdiagramă cu falia transcurentă Sumatera (Sumatra) văzută dinspre NE (Page et al., 1979, citat de Bleahu, 1989, p. 257)

La vest de Sumatera se află o zonă de subducție, cu fosă, sub care plonjează Placa Indo-Australiană. Este posibil ca falia menționată să facă parte din sistemul tectonic complex existent. Falia fiind consecința unei subducții oblice, aduce și

lipește placa superioară blocului autohton (Bleahu, 1989). În aceste condiții, *„procesul de transport pasiv pe o falie transformantă a unui bloc litosferic a fost denumit transducție și se caracterizează prin faptul că pe planul ei nu are loc nici o coborâre (subducție), nici o ridicare (obducție) a unei porțiuni de placă oceanică ci doar o mișcare laterală”* (Bleahu, 1989, p. 257).

Tipuri de margini de plăci litosferice. Prezența dorsalelor și a foselor oceanice determină pe de o parte expansiunea fundului oceanic, iar pe de altă parte consumul acestuia. Aceste procese determină în final tipul marginilor de plăci litosferice. Ele sunt de mai multe feluri:

Margini divergente sau cu acreție. Acestea sunt caracteristice plăcilor litosferice unde are loc formarea de litosferă oceanică, fapt care determină îndepărtarea acestora una de cealaltă. Cele mai cunoscute zone de expansiune sunt dorsalele din Oceanul Atlantic, Arctic, Indian (Dorsala Carlsberg) și cea din estul și sudul Pacificului. Mișcarea de îndepărtare de zona de acreție este relativ rapidă la scara timpului geologic: 2 cm/an de fiecare parte a Oceanului Atlantic, 5 – 6 cm/an în Oceanul Pacific, 8 – 9 cm/an, în cazul Plăcii Nazca din sud-estul Pacificului (Rădoane et al., 2000).

Marginile convergente sau cu subducție și coliziune. Se întâlnesc în cazul apropierii a două plăci litosferice, în condițiile în care inițial are loc subducția uneia dintre ele, iar ulterior poate avea loc chiar o coliziune între blocuri continentale, dacă ele există pe plăcile tectonice respective. Placa subdusă suferă o reducere dimensională prin scurtare, determinând în același timp îngroșări, cutări, încălecări ale materialului continental rămas la suprafață (Rădoane et al., 2000). Principalele zone de coliziune corespund lanțurilor montane formate în orogeneza alpină (Munții Alpi, Munții Carpați, Munții Himalaya, Munții Anzi, Munții Stâncoși etc.).

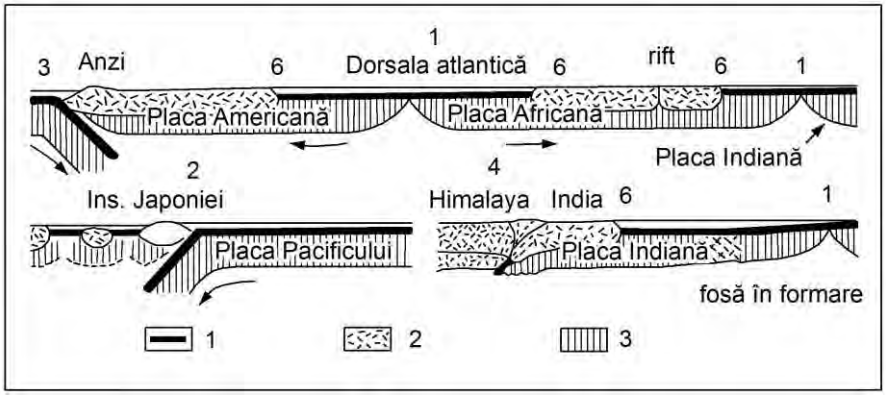


Fig. 5. 16. Tipuri de margini de plăci și de margini continentale: 1 – margine de placă cu acreție, 2 – margini de placă cu subducție, ambele plăci purtând oceane, 3 – margini de plăci cu subducție, o placă purtând un continent și cealaltă un ocean, 4 – cicatrice rezultată din coliziunea a două plăci ce purtau continente, 5 – rift, 6 – margine continentală inactivă (nu este și margine de placă) (Dewey și Bird, 1970, citați de Bleahu, 1983, p. 91)

Există mai multe tipuri de coliziune între plăci, şi anume: coliziune între o placă oceanică şi una continentală (de exemplu, între Placa Pacifică şi Placa Sud-Americă); coliziunea între două plăci oceanice (Placa Filipinelor cu Placa Pacificului); coliziune între două plăci continentale (Placa Indiană cu Placa Euroasiatică) (fig. 5. 16.).

În cazul coliziunilor dintre două plăci continentale, efectul de îngroşare a plăcilor este semnificativ, datorită dedublărilor intracrustale (pânze de şariaj); aceasta determină o compensare izostatică puternică fapt care face ca ridicarea lanţurilor muntoase să fie accentuată (Bleahu, 1983).

Margini cu falii transformante. Sunt specifice plăcilor afectate de falii transformate, fapt care determină ca cele două plăci să alunece orizontal una faţă de cealaltă; se mai numesc şi falii de culisaj De-a lungul faliilor transformante nu este creată şi nici distrusă scoarţa oceanică. Ele sunt caracteristice atât plăcilor litosferice oceanice (fig. 5. 21), practic ele sunt perpendiculare pe dorsalele oceanice, cât şi plăcilor continentale. Un exemplu cunoscut de culisare, alunecare laterală îl constituie Falia San Andreas, plasată între Placa Pacificului şi placa Nord-Americană.

La finalul acestui subcapitol se poate concluziona că, interacţiunile diverse dintre plăcile litosferice determină numeroase tipuri de morfologii în zonele de contact. De exemplu, dacă se întâlneşte o placă litosferică oceanică cu una continentală, are loc o orogeneză de tip andin, cu un orogen asimetric cutat pe placa cu continent. Intrarea în contact a două plăci litosferice oceanice, determină formarea unui orogen de tip arc insular, de cele mai multe ori cu un bazin marginal în spatele său (Cioacă, 2006). La coliziunea a două plăci continentale, pe locul vechii arii de subducţie a plăcii oceanice dintre cele două continente se formează un orogen de tip himalayan.

5.2.3. Relieful continentelor şi oceanelor

Existenţa a două tipuri distincte de scoarţă (crustă), continentală şi oceanică, are ca efect prezenţa a două mari tipuri de relief la nivelul Terrei. Este vorba de relieful morfostructurilor continentale şi a celor oceanice, considerate forme de relief de ordinul II, în condiţiile în care plăcile litosferice sunt de ordin I, fapt valabil pornind de la ideea ca o parte din ele suportă atât blocuri continentale, cât şi depresiuni oceanice, aşa cum este în cazul Plăcii Africane.

5.2.3.1. Relieful continentelor

Relieful continentelor va fi abordat luând în considerare limita structurală a acestora, adică limita dintre relieful continental şi cel oceanic, şi nu limita geografică care este dată de linia ţărmului. Aceasta din urmă doar separă uscatul de apă, dar nu şi structura continentală de cea oceanică, mai ales dacă luăm în considerare variaţia

nivelului Oceanului Planetar la scara timpului geologic. Acceptând cele precizate, în cadrul reliefului structurilor continentale se remarcă următoarele: orogenurile, platformele cratonice (sau platforme continentale emerse), platforma continentală (sau şelful continental) şi abruptul continental.

Orogenurile. Reprezintă o unitate distinctă în cadrul morfostructurilor continentale, fiind reprezentate de către lanţurile montane şi formele de relief asociate, edificate în timpul orogenezei alpine sau mai vechi, dar reluate de către aceasta. Sub aspect tectonic lor le sunt specifice mişcări orogenice, adică de cutare, faliere şi înălţare a lanţurilor montane.

Se individualizează faţă de teritoriile vecine, îndeosebi prin parametrii morfometrici şi morfografici (altitudine, declivitate, fragmentarea reliefului etc.) şi prin vârsta formaţiunilor geologice, care este mai recentă. Prezenţa orogenurilor, cu tot relieful specific, este pe de o parte rezultatul existenţei ariilor geosinclinale, iar pe de altă parte a dinamicii plăcilor litosferice. Doar într-o astfel de abordare, a raporturilor dintre tectonică şi orogeneză poate fi înţeles procesul de formare a munţilor, a podişurilor şi al câmpiilor. În lumina tectonicii globale, la baza formării orogenurilor stau următoarele procese şi mecanisme: dilatarea termică prin încălzirea bazei litosferei datorită unui curent de convecţie sau a unui panaş de manta; dilatarea ca urmare a unei schimbări chimice (serpentinizare) sau mineralogice (transformarea eclogitului în gabrou) etc. (Bleahu, 1983). Doar în această manieră pot fi explicate marile bombări continentale, precum şi cele care vor genera rifturile oceanice. De asemenea, *„ansamblurile orogenice actuale sunt legate de zonele de subducţie, de unde concluzia că orogeneza este o consecinţă a subducţiilor, fapt dovedit şi de vechile lanţuri cutate. Prin subducţie are loc o mărire a litosferei, atât pe orizontală, prin adăugarea materialului din fose şi cel răzuit de pe placa inferioară, dar şi pe verticală, prin dublarea litosferei (placa care se subduce situată sub cea superioară). Acest ultim fapt determină un dezechilibru izostatic ce nu poate fi redus decât printr-o ridicare generală”* (Bleahu, 1983, p. 218).

Legat de tectonica litosferei există mai multe tipuri de orogene: de convergenţă între două plăci oceanice; de convergenţă între o placă oceanică şi una continentală; de coliziune între un continent pasiv şi un arc insular; de coliziune între un continent activ şi un arc insular; de colaj; de coliziune între arcuri insulare; de coliziune între două continente (Bleahu, 1989).

Orogenele de convergenţă între două plăci oceanice se prezintă sub forma arcurilor insulare. Acestea din urmă sunt consecinţa acumulării produselor vulcanice rezultate din topirea unei plăci ca efect al unei subducţii, la care se adaugă materiale cutate provenite din fosă. De obicei acestea provin din erodarea catenei vulcanice primare, care iniţial, indiferent de dimensiunea ei nu poate fi inclusă în categoria orogenurilor. Abia după cutarea sedimentelor din fosă şi ridicarea lor sub forma unui

lanț montan, putem vorbi de un orogen (Bleahu, 1983). În categoria unor astfel de orogenuri se includ: Insulele Mariane, Antilele Mici, Noua Zeelandă etc.

Orogenele de convergență între o placă oceanică și una continentală mai sunt cunoscute și sub denumirea de orogen chilean. Nota de originalitate a acestui tip de orogen este dată de structura de ansamblu. De exemplu, Anzii sunt amplasați în totalitate pe scoarță de tip sialic, chiar și zona de prearc repauzează pe scoarță continentală veche (Bleahu, 1983). Edificiul montan este alcătuit din catene paralele, separate de platouri înalte (Altiplano, Puna); de remarcat că lipsește scoarța oceanică. În acest caz, tectogeneza a migrat de la vest spre est, vârsta structurilor descrescând în această direcție, fapt care face ca pe coasta Americii de sud să apară formațiuni vechi, proterozoice și paleozoice, alături de cele mezozoice și neozoice; rezultatul final fiind grosimea considerabilă a crustei continentale în partea vestică a Americii de Sud (fig. 5. 17).

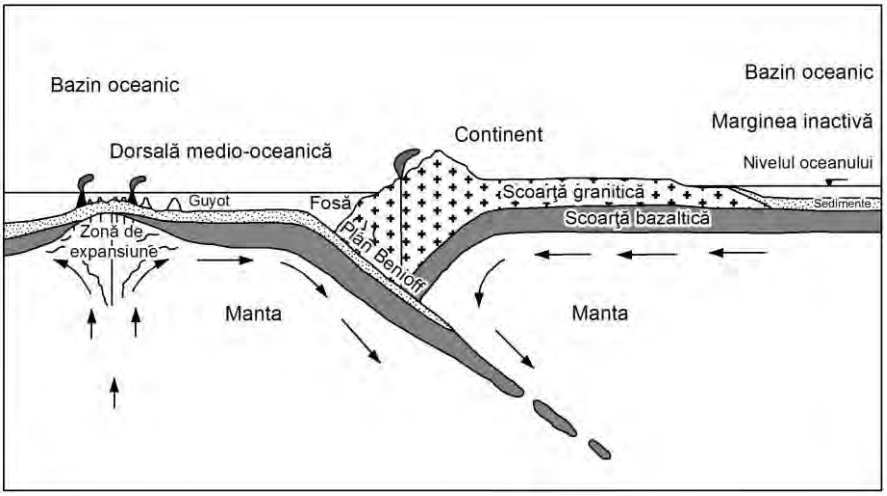


Fig. 5. 17. Subducția unei plăci oceanice sub o placă continentală (Bleahu, 1983, p. 44, cu modificări)

Orogenele de coliziune între un continent pasiv și un arc insular. În acest caz, marginea pasivă, de tip atlantic, a unei plăci continentale este cea care se subduce sub arcul insular. Coliziunea dintre un continent cu margine pasivă de tip atlantic și un arc insular poate avea loc în două moduri distincte (Bleahu, 1983):

- dacă arcul a fost generat de însăși placa ce poartă continentul, el va avea intervalul fosă – arc spre acesta, iar materialele din fosă vor fi cele care se vor alipi de continentul în deplasare; o astfel de coliziune va genera un orogen de tip taiwanez, denumit după catena montană din Insula Taiwan;

- arcul insular se poate forma prin subducția unei plăci situate în partea opusă plăcii care poartă un continent. În această situație, inițial trebuie să aibă loc o subducție, care să apropie continentul de arcul insular. O astfel de situație, în care arcul insular

sosește cu partea opusă fosei, spre coliziune, este specifică sistemului montan al Caraibilor, din nordul Venezuelei, de unde și denumirea de tip venezuelan (fig. 5. 18).

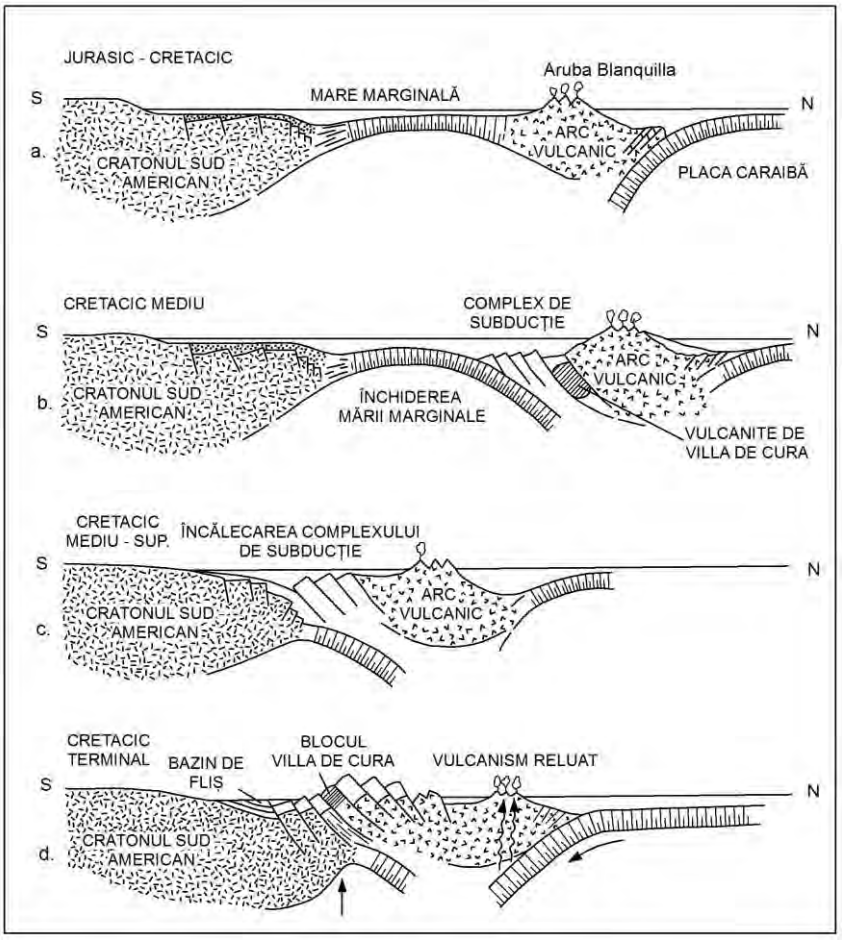


Fig. 5. 18. Formarea catenelor caraibe din nordul Venezuelei ca urmare a coliziunii unui arc insular cu un continent pasiv; a. – subducția Plăcii Caraibe duce la formarea arcului insular Blanquilla și în spatele lui a unei mări marginale; b. – începe închiderea mării marginale prin decuparea marginii sale nordice și subducție în arcul insular; c. – coliziunea arcului insular cu continentul determină formarea unor structuri de încălecare a complexului de subducție peste continent; d. – odată coliziunea realizată și încorporarea la ansamblul tectonic al arcului insular subducția este reluată pe marginea nordică a arcului cu reactivarea vulcanismului (Walper, 1980, citat de Bleahu, 1989, p. 113)

Orogenele de coliziune între un continent activ și un arc insular. O coliziune între un continent cu margine activă și un arc insular, determină ca placa ce poartă arcul să fie subdusă sub continent. Arcul insular se alipește în acest caz continentului.

În funcție de condițiile locale se deosebesc și în acest caz mai multe tipuri de orogene (Bleahu, 1989): de tip Ecuador, de tip Makran, de tip Patagonez.

Orogenele de colaj reprezintă o categorie aparte și sunt caracteristice teritoriilor cu o tectonică complexă, așa cum este în cazul părții vestice a Americii de Nord, pentru care de altfel a și fost propusă utilizarea termenului de tectonică de colaj. Pentru Munții Stâncoși, căci despre acest orogen este vorba, problema a fost existența a numeroase terenuri alohtone independente ca geneză și vârstă, de teritoriile înconjurătoare. O parte din ele se presupune că sunt arcuri insulare, care în deplasarea lor dinspre estul Pacificului au intrat în coliziune cu teritoriile deja existente (Bleahu, 1989).

Orogenele de coliziune între arcuri insulare. Formarea unui arc insular presupune interacțiunea a două plăci oceanice, în condițiile în care una dintre ele se subduce. Acest tip de coliziune necesită însă existența a trei plăci oceanice și două subducții (fig. 5. 19). În funcție de cum vor fi cele două subducții (paralele, divergente sau convergente) vor fi și tipurile de orogene. Ca exemple se citează Arcurile Mariane-Filipine, Arcurile care delimitează Marea Maluku, Arcurile Insulelor Solomon etc. (Bleahu, 1989).

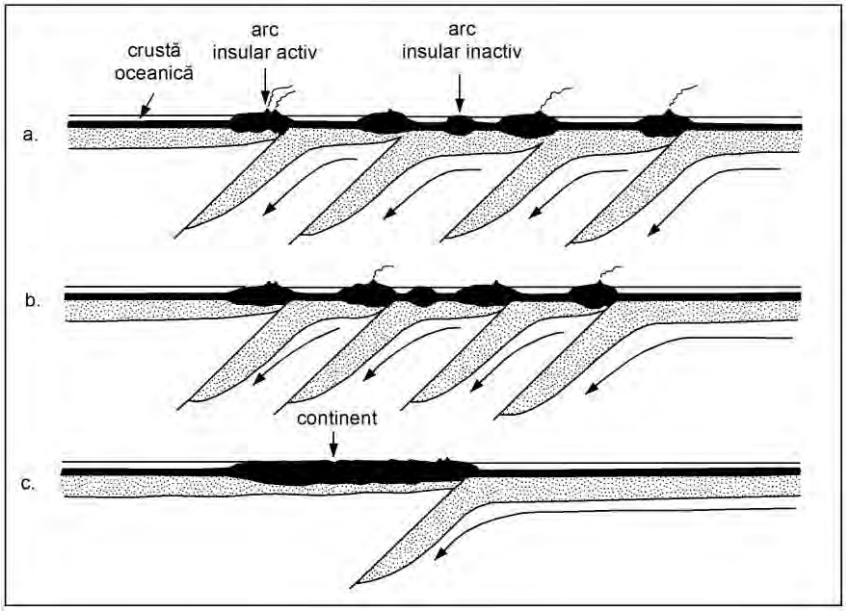


Fig. 5. 19. Formarea blocurilor continentale prin coliziuni multiple de arcuri insulare. Caz teoretic (Seyfert și Sirkin, 1973, citat de Bleahu, 1989, p. 151)

Orogene de coliziune între două continente. Astfel de orogene, indiferent că au fost generate în precambrian sau mai recent în timpul orogenezei alpine, sunt intracontinentale. Oceanul existent între continente, datorită căruia a avut loc

subducţia este de mult dispărut; practic destinul final al oricărei margini de placă este să fie implicată într-o coliziune continent-continent, singura capabilă să facă o placă să-şi piardă identitatea (Bleahu, 1989).

Există două modalităţi de realizare a unei coliziuni între două continente (Bleahu, 1989):

- între un continent cu margine pasivă şi altul cu margine activă, caz în care marginea pasivă se apropie treptat de cealaltă, până la coliziune, rezultând un orogen de tip himalayan;

- între două continente cu margini active, când ele se apropie consumând o placă despărţitoare pur oceanică, din coliziune rezultând un orogen de tip acadian. Sub această denumire este desemnată partea Munţilor Appalachi cuprinşi între New York şi Golful Sf. Laurenţiu (1.000 km lungime şi 300 km lăţime).

Din urmărirea distribuţiei la nivelul Terrei a munţilor formaţi în timpul orogenezei alpine, se observă că ei sunt localizaţi în general la marginile actualelor plăci litosferice. În acelaşi timp, poziţionarea *„aproape sistematică a lanţurilor de munţi în lungul marginilor de plăci ne arată că nu este vorba de o prezenţă întâmplătoare, statistică, ci cauzală şi că, într-un fel sau altul, lanţurile de munţi sunt legate de procese care au loc la marginea plăcilor”* (Bleahu, 1989, p. 16)

Alături de munţii propriu-zişi, specifice acestor teritorii de orogen le sunt şi platourile sau podişurile intramontane (de exemplu, Podişul Tibetului), platourile sau podişurile joase (Podişul Anatoliei), depresiunile intramontane (Depresiunea Transilvaniei, Depresiunea Panonică, Bazinul Vienei etc.).

Platformele cratonice. Reprezintă nucleele morfostructurilor continentale, rezultate în urma consolidării soclurilor vechi şi a orogenurilor primare ataşate acestora; ele mai sunt cunoscute şi sub denumirea de platforme, dar am preferat denumirea de platforme cratonice pentru a nu le confunda cu şelfurile continentale, denumite şi ele platforme continentale, submerse de data aceasta. Ele se remarcă printr-un regim tectonic caracterizat de o seismicitate cu valori reduse, vulcanism atenuat sau chiar lipsa lui, mişcări verticale cu amplitudini reduse (0,1 – 6,1 mm pe an) şi pe suprafeţe foarte mari, de ordinul a milioane de kilometri pătraţi. Mişcările caracteristice unor astfel de teritorii se numesc epirogenice. Ele prin caracterul lor determină înălţarea sau coborârea unor teritorii extinse, de talia continentelor (epeiros = continent).

Din punct de vedere structural, în cadrul platformelor cratonice, se disting două etaje (Mac, 1976): fundamentul şi învelişul de platformă (sedimentar).

Fundamentul provine dintr-o structură de geosinclinal erodată până la rădăcină şi consolidată, alcătuită din roci magmatice şi cristaline vechi. El a suferit în decursul timpului o nivelare semnificativă (Scutul Scandinav).

Învelişul de platformă (cunoscut şi sub numele de cuvertură sedimentară) este compus din roci sedimentare de mare epicontinentală, apărută după mişcarea

epirogenetică negativă a fenomenului anterior (Mac, 1996). Depozitele sedimentare, alcătuite din gresii, conglomerate, calcare, nisipuri, în alternanţă cu marne şi argile în orizonturi subţiri sunt aşezate orizontal, monoclinal sau sub formă de cute largi, uneori străbătute de falii. Nu este obligatoriu ca depozitele sedimentare să acopere întreaga suprafaţă a fundamentului. De multe ori acesta este rămas la zi, fără să fie acoperit de o cuvertură sedimentară.

În funcţie de prezenţa sau lipsa învelişului sedimentar peste fundament, au fost distinse două elemente: scuturile şi plitele (Mac, 1976).

Scuturile reprezintă părţile mai ridicate ale vechilor platforme cu învelişul sedimentar erodat. Sunt constituite din roci ale fundamentului cristalin, cutat şi scos la zi.

Plitele se referă la sectoarele de platformă acoperite de înveliş sedimentar. Formele de relief specifice acestora vor fi în funcţie de modul de dispunere a straturilor, care poate fi: orizontal, monoclinal, cutat etc.

În cadrul platformelor au fost separate şi alte elemente de ordin tectonic şi morfologic. Se remarcă în acest sens anteclizele şi sineclizele.

Anteclizele se referă la boltiri în cadrul platformei, formate prin mişcări de înălţare; învelişul sedimentar este subţire sau lipseşte; în categoria anteclizelor intră zona Voronej, Dobrogea de Nord, Arcul Scitic (Mac, 1976).

Sineclizele se remarcă printr-o grosime mare a învelişului de platformă (de exemplu, sinecliza Caspicei, sinecliza Ucrainei).

Relieful teritoriilor respective este monoton, aproximativ 50% din el fiind ocupat de câmpii joase, platouri scunde, piemonturi şi şelfuri marine (Mac, 1996). Autorul citat menţionează în continuare că, cele mai întâlnite forme de relief sunt reprezentate de către câmpiile de acumulare, câmpiile de denudare, munţii reziduali, munţii tectonici, masivele magmatice insulare.

Câmpiile de acumulare se remarcă printr-o suprafaţă monotonă, pe fondul prezenţei depozitelor neogen-cuaternare slab consolidate. Se remarcă în acest sens, Câmpia Amazoniană, (suprapusă sineclizei din platforma sud-americană), Câmpia Pericaspicei, Câmpia Est-Europeană, Câmpia Siberiei Vestice etc.

Câmpiile de denudare sunt specifice acelor părţi ale platformelor în care mişcările tectonice cu sens pozitiv au afectat scoarţa terestră. Relieful acestor câmpii depinde de tipul şi modul de dispunere a rocilor erodate, în condiţiile în care de obicei baza câmpiilor de denudare o formează scuturile vechi. În această categorie se încadrează Scutul Baltic, Scutul Canadian, Bazinul Parizian etc.

Munţii reziduali au şi ei geneza strâns legată de prezenţa scuturilor continentale. Trăsătura principală a lor constă în lipsa unei orientări a formelor de detaliu în plan orizontal, fapt care determină ca ei să fie denumiţi şi platouri (Mac, 1996). În această categorie se includ platourile guineene, braziliene, platourile Ahaggar şi Tibesti din Africa. Print-o adâncire semnificativă a reţelei hidrografice, pe fondul fragmentării anterioare, marginile platformelor primesc fizionomii de

munți, așa cum este în cazul Munților Vindhya din India. În aceste condiții munții din cadrul platformelor vechi pot fi subdivizați în munți tectonici (fără apariția vechii structuri) și munți de eroziune (care au legătură cu fundamentul).

Masivele magmatice insulare sunt strâns legate de reliefarea corpurilor magmatice din cadrul scuturilor. Acest lucru conduce la detașarea unor masive specifice, cum este cazul Munților Hibini din Scutul Baltic.

Platforma continentală sau șelful continental. Cu toate că în momentul de față, atât platforma continentală, cât și abruptul continental sunt acoperite de apele oceanului planetar, ele aparțin morfostructurii continentale. Încadrarea platformelor continentale în această grupă este deplin justificată prin compoziția și structura similară cu a structurilor continentale.

Abordate sub raportul tectonicii globale marginile continentelor sunt de două tipuri (Bleahu, 1983): inactive (tip atlantic) și active (tip pacific).

Marginile continentale de tip atlantic, cu toate că au toate elementele caracteristice unei margini de continent, nu reprezintă margini de plăci litosferice; acest tip de margini sunt rezultatul proceselor de distensie, fiind asociate oceanelor în curs de expansiune.

Marginile continentale de tip pacific au abruptul sau taluzul continental plasat în proximitatea unei fose abisale de-a lungul căreia are loc subducția unei plăci litosferice.

Platforma continentală reprezintă o prelungire în domeniul oceanic a continentelor. Are aspectul unei câmpii ușor înclinate, care coboară ușor către interiorul oceanului. Sub aspect pozițional ea înconjoară uscatul continental. Se extinde de la nivelul 0 până la valori de –200. Adâncimea menționată nu este uniformă, existând situații când valorile merg spre –550 m, media adâncimilor fiind de 133 m (Bleahu, 1983). Morfologic limita platformei continentale merge până la ruptura abruptului continental, denumit și flexura continentală (shelf break), unde se remarcă o creștere accentuată a valorii pantei. Cele mai extinse platforme continentale se remarcă în dreptul câmpiilor de pe continente, iar cele mai reduse în vecinătatea orogenurilor alpine și a fâșiilor de subducție. Media lățimii platformei continentale a fost apreciată la 78 km, iar panta la 0,07º (Bleahu, 1983).

Abruptul continental mai este cunoscut și sub denumirea de povârnișul continental. Altitudinal se află mai jos de platforma continentală și face trecerea între aceasta și câmpiile abisale. El marchează marginea structurală a continentelor. Se extinde de la adâncimi de -200 –550 m până la -3.000 –4.000 m sub nivelul mării, având o lățime medie de 20 km (Rădoane et al., 2000). Se caracterizează prin valori ale pantei de 3 – 6º, care doar izolat ajung până la 20º. În profil transversal se observă existența mai multor trepte, cu înclinări diferite. În unele cazuri treptele au înclinări mari și primesc denumirea de platouri marginale: Platoul Blake din estul șelfului Floridei, cuprins între 100 și 1500 m, platourile din povârnișul Argentinei; trecerile între trepte se fac prin intermediul unor abrupturi (Mac, 1996). Contactul între

abruptul continental și platforma oceanică (câmpia abisală) s-a constat că are loc fie direct, printr-un abrupt, fie prin intermediul unui plan ușor înclinat, sub formă de piemont (fig. 5. 20), denumit piemont continental (Bleahu, 1983). El este generat de acumularea unor sedimente provenite de la partea superioară, care îi determină o valoare a pantei de 0,5º. Dimensiunea acestuia variază semnificativ, de la câțiva km până la 1000 km, așa cum este cazul piemontului abisal din Golful Bengal din fața Gangelui (Mac, 1996). Conform sursei citate, piemontul continental are o geneză acumulativă, grosimea depozitelor ajungând la, 3 - 5 km. Astfel de valori întrec net grosimea depozitelor din partea centrală a oceanelor, unde grosimea merge până la 500 m. Prin faptul că sub aceste sedimentele este prezentă scoarță continentală, înseamnă că piemontul continental se include în categoria structurii continentale.

Cele precizate vin să argumenteze că între morfostructurile continentale și cele oceanice racordarea se face prin intermediul abruptului continental. Aceasta denotă că uscatul continental nu este sinonim cu continentul, considerat din punct de vedere structural. Acesta din urmă se continuă prin platforma continentală și abruptul continental până la baza lui, cuprinzând inclusiv piemontul continental.

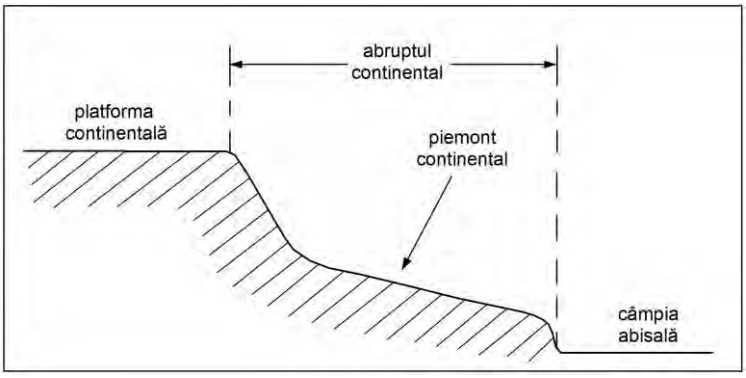


Fig. 5. 20. Poziția și morfologia abruptului continental

Se poate concluziona că extinderea morfostructurilor continentale s-a realizat treptat, pe măsură ce la vechile nuclee continentale s-au adăugat noi suprafețe, rezultate în urma noilor orogeneze. Privit acest lucru prin prisma tectonicii globale, mișcarea litosferei și inclusiv dezvoltarea uscatului terestru s-a făcut dinspre ariile oceanice, acolo unde se află dorsalele oceanice, și arcurile insulare.

5.2.3.2. Relieful oceanelor

Comparativ cu morfostructurile continentale, cele oceanice se remarcă prin câteva caracteristici distincte: grosimea mai redusă a scoarței (5 – 10 km), prezența vulcanismului, prezența dorsalelor medio-oceanice (care nu au analogie pe uscat),

intensitatea ridicată şi continuă a proceselor endogene, care determină o dinamică mult mai accentuată a reliefului decât în domeniul continental, un ritm mult mai atenuat al proceselor de scupltogeneză, precum şi vârsta morfostructurilor care este mult mai recentă decât la continente (Mac, 1996). La nivel general, relieful oceanelor este alcătuit dintr-o creastă mediană viguroasă, care are de-o parte şi de alta sectoare mai joase, cu aspect de câmpii netede, la care se adaugă fosele (gropile) abisale.

Dintre formele de relief specifice morfostructurilor oceanice se remarcă următoarele: câmpiile abisale, dorsalele medio-oceanice şi fosele abisale. Tot în acest context vor fi abordate şi bazinele mărilor marginale şi munţii de tip guyot. Restul formelor de relief specific morfostructurilor oceanice nu sunt altceva decât aspecte ale trecerii dorsalei spre zonele de consum a foselor (Mac, 1976). Toate aceste forme de relief, chiar dacă au stat multă vreme departe de ochii cercetătorilor, ascunse prea bine de apele Oceanului Planetar, au adus în ultima vreme informaţii preţioase despre procesele fundamentale care stau la baza evoluţiei Terrei.

Câmpiile abisale. Apar ca întinderi vaste şi netede, localizate între dorsalele medio-oceanice, arcurile insulare şi abruptul continental, la adâncimi de 2.000 – 4.000 m, iar uneori de 4.000 – 5.000. Ele reprezintă baza depresiunilor oceanice. Au o pantă medie extrem de redusă, cuprinsă între 0,1 şi 1%, fapt care determină existenţa unui relief uniform. În acelaşi timp, câmpiile abisale constituie suprafeţele cele mai joase din cadrul bazinelor oceanice. Din punct de tectonic, în afară translaţiei la nivel orizontal în cadrul drift-ului litosferic, sunt considerate inactive. În cadrul lor se acumulează depozite fine denumite ooze, compuse în principal din resturi de foraminifere şi alte organisme; se mai întâlnesc şi argile roşcate fine reziduale, de provenienţă continentală, a căror grosime este redusă cu toate că orizonturile sunt continui pe distanţe considerabile (Mac, 1976). Grosimea sedimentelor creşte dinspre dorsale spre marginile continentelor.

Câmpiile abisale sunt brăzdate de şanţuri abisale inactive (de exemplul, şanţul Bermudelor, cu lăţime de 300 – 500 km şi o adâncime de până la 5 km); pe suprafaţa lor se întâlnesc şi alte neregularităţi cum ar fi colinele abisale (50 – 1000 m înălţime, iar unele pot ajunge la circa 100 km lăţime), munţi vulcanici izolaţi (de tip guyot), insule vulcanice (de exemplu, Hawai sau Azore) şi platouri, ce se înalţă cu până la 4000 m peste câmpia abisală, aşa cum este în cazul platoului Bermudelor (Rădoane et al., 2000).

Dorsalele oceanice. Sunt locurile de generare a scoarţei de tip oceanic. Cu toate că s-a încetăţenit termenul de dorsală medio-oceanică, nu întotdeauna poziţia este simetrică în raport cu bazinul oceanic. De aceea mai corectă este denumirea de dorsală oceanică, în detrimentul celei de dorsală medio-oceanică. La nivelul Terrei au o lungime de aproximativ 60.000 km; lăţimea lor variază între 1.000 şi 4.000 km, iar înălţimea relativă 2.000 m (Bleahu, 1983). Dorsalele sunt de două tipuri: de tip atlantic (ridge) şi de tip pacific (rise).

Dorsalele de tip atlantic au o înălțime de aproximativ 1 – 3 km, o lățime de 1.5000 km și prezintă un relief accidentat, distingându-se totuși următoarele elemente (Bleahu, 1983): o vale axială denumită rift (rift valley), localizată pe axa de simetrie a dorsalei, mărginită de o parte și de cealaltă de provinciile somitale (crest provinces), urmate lateral de provinciile de flanc (flank provinces). Valea de tip rift are o adâncime de 2 km comparativ cu marginile dorsalei care o delimitează și o lățime de 10 – 20 km (Bleahu, 1983). Sursa citată menționează în continuare că, cele două provincii somitale, dispuse simetric față de rift, se prezintă sub forma unor platouri relativ orizontale, dar cu un relief foarte accidentat. Ele sunt mai înalte cu 0,5 – 1 km față de flancurile ce urmează lateral. În valea de tip rift există protuberanțe vulcanice de înălțimi și vârste variate, ca rezultat al pătrunderii lavelor (Bleahu, 1983).

Dorsalele de tip pacific se deosebesc de primele prin dimensiune și relieful de detaliu. Ele se caracterizează printr-un profil mai plat și prin lipsa văii de tip rift. În schimb lățimea dorsalei poate atinge valori de până la 4.000 km, iar înălțimile merg până la 2 – 3 km. Dorsalele de tip pacific apar ca o mare bombare, cu rază mare de curbură, lipsite de un relief montan, comparativ cu cele de tip atlantic (Bleahu, 1983).

Relieful de ansamblu al dorsalelor oceanice este de tipul unor munți submerși, formați în urma ascensiunii magmei din litosferă, de-a lungul riftului sau al unor fracturi. Sub aspect petrografic predomină rocile bazaltice, ca rezultat al proceselor subcrustale de la nivelul mantalei superioare. În același timp abundența rocilor efuzive bazice a dus la edificii vulcanice însemnate; când apar pe flancurile dorsalei ei generează insule laterale acesteia. Materia care ajunge în apa oceanelor se răcește, se consolidează și apoi se atașează de o parte și de alta a rift-ului, determinând creșterea dorsalelor spre exterior, obligându-le să se îndepărteze de locul în care au fost generate. Riftul reprezintă astfel zona de acrețiune, adică de formare și dezvoltare a crustei oceanice. Practic, extinderea scoarței oceanice, prin intermediul dorsalelor reprezintă ,,motorul" dinamicii plăcilor litosferice.

Generarea de scoarță oceanică, de o parte și de alta a dorsalei oceanice a fost demonstrată în urma analizării magnetismului remanent. Așadar, pe flancurile dorsalelor se întâlnesc benzi alternante de anomalii magnetice, paralele cu axa lor. Succesiunea și alternanța de anomalii este datorată schimbării polilor magnetici ai Terrei în faze succesive. Rocile au proprietatea de a se magnetiza în câmpul existent și de a păstra magnetizarea în toate perioadele următoare (magnetism remanent). Pe baza analizei valorilor magnetismului remanent a fost apoi stabilită vârsta rocilor din cadrul fâșiilor respective. Rezultatul a evidențiat creșterea vechimii rocilor dinspre axul dorsalei către exterior. S-a putut concluziona în final că scoarța oceanică a efectuat o deplasare (drift) dinspre locul de formare, către zona marginală, sub forma unui covor rulant (Bleahu, 1983).

Spre exteriorul crestelor dorsalei oceanice se întâlnesc trepte de relief din ce în ce mai coborâte, care fac trecerea spre câmpiile abisale. Între formele de relief

specifice se remarcă cele de detaliu, care determină un relief destul de accidentat: creste secundare, depresiuni alungite etc.

Un element definitoriu al dorsalelor, prin intermediul căruia ele interacționează cu teritorii mai îndepărtate, este reprezentat de către faliile transformante. Ele fragmentează lateral axa dorsalei (fig. 5. 21); sub aspect morfologic sunt reprezentate de abrupturi structurale și șanțuri tectonice secundare.

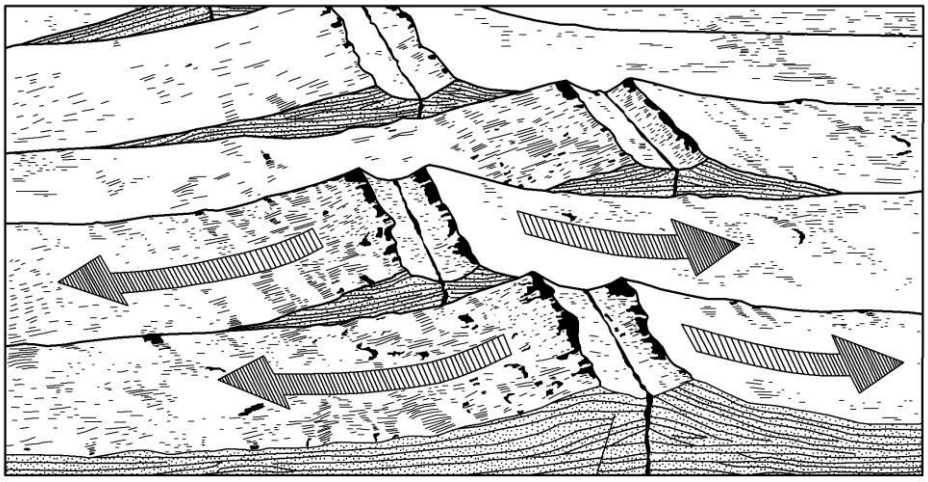


Fig. 5. 21. Relieful fundului oceanic determinat de falii transformante (Bleahu, 1983, p. 62)

Fosele abisale. Prin faptul că sunt situate cu până la 11.000 m mai jos decât nivelul superior al apelor oceanice, fosele abisale sunt cele mai expresive elemente morfostructurale ale domeniului oceanic.

Reprezintă sub aspect tectonic atât locul de consum a plăcilor litosferice, în urma procesului de subducție, cât spațiul în care se acumulează diverse tipuri de sedimente. Prezența sedimentelor în fose, a căror origine este atât continentală cât și oceanică, le încadrează în categoria geosinclinalelor.

Morfologic ele sunt depresiuni cu aspect de groapă sau de șanț, de formă arcuită, cu profil transversal în V; flancul extern este domol, iar cel intern mai abrupt. Flancul extern este constituit dintr-un fundament de roci eruptive bazice, acoperit cu un strat subțire de sedimente pelagice; el prezintă de obicei o succesiune de falii normale cu cădere în trepte spre fundul fosei, ca efect al eforturilor de extensie; partea inferioară a foselor se prezintă sub forma unei câmpii, cu lățime de 1 – 3 km, peste care sunt depuse sedimente terigene, de origine turbiditică (Bleahu, 1983).

Ele au lățimi de 30 – 100 km la partea superioară și de circa 10 km la bază. Fosele pot avea lungimi cuprinse între 300 – 5.000 km și adâncimi de 2.500 – 11.000

m (Fosa Cook, în estul Filipinelor – 11.516 m; Fosa Marianelor 11.022 m; Fosa Tonga, la est de insula Fidji – 10.882 m etc.) (Rădoane et al., 2000).

În unele cazuri ele au versanți în trepte (Bleahu, 1983). Înclinarea acestora este de 4 – 8° la cele cu adâncimi mai reduse și de 10 – 16°, la cele cu adâncimi de 8.000 – 11.000 m. În mod obișnuit fosele sunt însoțite de arcuri insulare, de munți vulcanici tineri.

Fosele sunt strâns legate de marginile active ale plăcilor litosferice, așa cum este de exemplu, cazul celor din Oceanul Pacific. Acesta din urmă are cele mai numeroase și mai dezvoltate fose, care de altfel delimitează cadrul tectonic major al oceanului (Rădoane et al., 2000). Conform autorilor citați, Oceanul Atlantic are numai două fose (Puerto Rico și Sandwich de Sud), iar Oceanul Indian trei (Djawa, în partea de NE, Ob-Diamandina și Amirante, situate între Madagascar și arhipelagul Seychelles).

Legat de prezența foselor este și ce a seismelor, care se află în strânsă legătură cu prezența planurilor de subducție Benioff. Legat de zonele de subducție sunt toate cutremurele de medie și mare adâncime (respectiv 60 – 300 km și peste 300 km) (Bleahu, 1983).

Alături de formele prezentate se remarcă și cele specifice zonelor marginale (de la limita continent-ocean) și a munților de tip guyot.

Relieful zonelor marginale. Aceste unități structurale sunt cunoscute și sub numele de zone de trecere. Ele fac legătura între structurile domeniului oceanic și cel continental. Este localizată pe locul de sutură a celor două unități majore.

Sub aspect morfologic, dinspre placa oceanică spre cea continentală, pot fi distinse următoarele elemente majore (Mac, 1996): fosele abisale, arcurile insulare, mările marginale sau bazinele retro-arc (fig. 5. 22). Alături de acestea se mai întâlnesc și elemente secundare, cum ar fi: pragul extern, prisma de acrețiune, bazinul prearc etc.

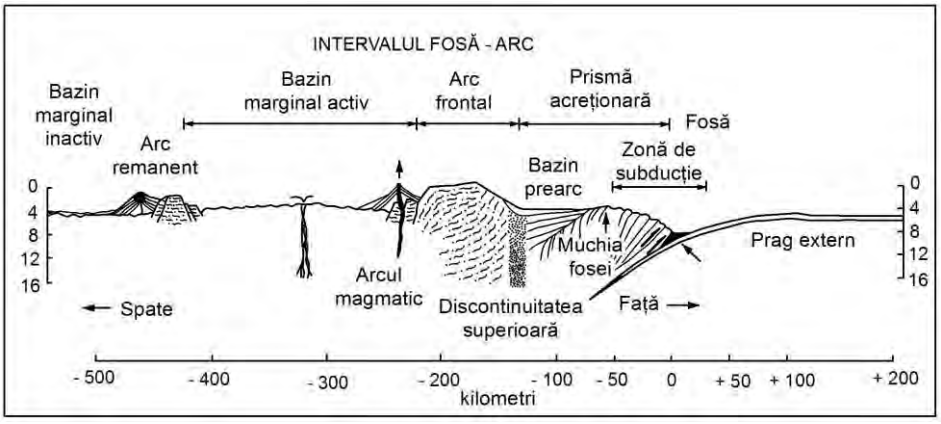


Fig. 5. 22. Secțiune transversală printr-un sistem de arc insular complet (Karing și Sharman, 1975, citați de Bleahu, 1983, p. 430)

În condițiile în care fosele au fost abordate anterior, de interes au rămas celelalte două elemente.

Arcurile insulare se prezintă sub forma unor culmi, care în unele cazuri sunt submerse, localizate între fose și mările marginale. Se formează în zonele de subducție ale plăcilor litosferice, fapt care determină ca ele să fie paralele cu fosele oceanice. Forma arcuită este condiționată de cea a plăcilor care interacționează (cea superioară și cea care se subduce), ele având forma sferică a Terrei (Bleahu, 1983). Deasupra nivelului mării ele apar sub forma unor aliniamente de insule, cu înălțimi variate. La baza arcurilor insulare este prezentă scoarța bazaltică, peste care urmează depozite de roci vulcanice și sedimentare, atestând trecerea către scoarță de tip granitic (Mac, 1996). Insulele prezintă vulcani activi de tip central. În funcție de condițiile locale, arcurile insulare pot fi dedublate; alături de arcul principal, către continent poate să mai apară un arc secundar, paralel cu cel principal. În același timp, în fața arcurilor insulare poate să apară un bazin prearc (Bleahu, 1983). Dimensiunile insulelor din componența arcurilor insulare variază de la mai puțin de 1 km^2 până la dimensiunea insulelor Noua Guinee (786.000 km^2), Luzon (109.000 km^2) sau Hokkaido (83.000 km^2).

Bazinele mărilor marginale. Între arcurile insulare și continente sunt localizate unități maritime cu adâncimi reduse, comparativ cu câmpiile abisale. Caracteristica principală a lor este dată de tipul de scoarță, care este una semioceanică sau de tranziție. Ele mai sunt denumite și bazine retro-arc (Marea Japoniei, Marea Ohoțk, Marea Caraibilor etc.). Se consideră că pe măsură ce vor evolua, bazinele retro-arc vor primii funcția de depresiuni interne și intramontane, în cadrul viitoarelor catene orogenice, aflate în prezent în stadiu de formare incipientă (Mac, 1996).

Prezența în cadrul zonelor marginale a unor mări nu prea adânci, separate de ocean prin intermediul unui arc insular care uneori ajunge la altitudini de peste 4.000 m, urmat imediat de o fosă abisală denotă o fragmentare morfologică maximă. Faptul respectiv este atestat și de prezența unor mișcări tectonice de amploare, dovadă stau seismele înregistrate de-a lungul timpului, la diverse adâncimi, ale planurilor de subducție de tip Benioff.

Dezvoltarea cea mai clară a zonelor de tranziție se observă în vestul Oceanului Pacific, edificatoare fiind în acest sens următoarele profile (Mac, 1996): Depresiunea sudică a Mării Ohoțk – lanțul Insulelor Kurile – Fosa Kurilelor – Kamciatka; Marea Japoniei – Insulele Japoniei – Fosa Japoniei).

Munții de tip Guyot (flat-topped seamonts, monts-sousmarine) sunt munții submarini insulari, localizați la 300 – 400 m sub nivelul apelor oceanice. Forma lor tronconică denotă că s-au format în urma unor procese vulcanice, fapt dovedit și de constituția geologică. Ei apar izolați sau în asociații, versanții lor fiind abrupți (22 – 30^o), iar vârfurile plate sau cu diverse asperități. Prezența unor vârfuri retezate, orizontalizate de abraziune, denotă că au fost cândva la suprafață, dar s-au scufundat apoi în întregime (Bleahu, 1983). Prin poziția și forma lor munții submarini de tip guyot, atestă mișcarea de deplasare a

fundului oceanic (Tazieff, 1991). În momentul în care s-au format în zona dorsalelor au ajuns şi emerşi şi au fost nivelaţi de abraziune, pentru ca apoi, pe măsură ce plăcile s-au deplasat dinspre locul de formare, să îi poarte şi pe ei la distanţă şi în ape mai adânci.

Se poate concluziona că, formele de relief ale oceanelor sunt pe de o parte rezultatul expansiunii fundului oceanic, în cadrul dorsalelor, iar pe de altă parte cel al subducţiei în cadrul foselor abisale, în cadrul unui circuit închis, pus în mişcare de curenţii de convecţie, panaşele de manta şi alte procese specifice litosferei şi mantalei.

Concluzii. La finalul acestui capitol se poate conchide că, manifestarea dinamicii plăcilor litosferice, aşa cum a fost expusă, determină un schimb continuu de materie între manta şi litosferă.

Efectele acestuia se manifestă sub forma proceselor vulcanice, seismice, de acreţiune, orogenetice, epirogenetice etc.

Chiar dacă există acest schimb continuu, caracteristicile geodinamice actuale ale scoarţei permit identificarea a două tipuri de teritorii (Pauliuc şi Dinu, 1985): stabile (se caracterizează printr-un regim dinamic mai liniştit) şi mobile (se remarcă printr-o activitate tectonică, magmatică şi seismică mai intensă).

Teritoriile stabile corespund bazinelor oceanice, platformelor, zonelor orogenice paleozoice şi mezozoice consolidate.

Teritoriile mobile corespund marginilor de plăci sau arealelor dintre plăcile litosferice. Se remarcă în acest sens: rifturile continentale, dorsalele oceanice, arcurile insulare, fosele abisale, bazinele marginale etc.

Teritoriile mobile ale scoarţei sunt cunoscute şi sub denumirea de geosinclinale. Ele sunt caracterizate de o evoluţie tectonică complexă, care are drept rezultat lanţurile orogenice; elementele mobile ale litosferei enumerate mai sus, nu reprezintă altceva decât stadii de evoluţie a unui geosinclinal (Pauliuc şi Dinu, 1985).

Lucrurile nu se opresc aici, deoarece o dată creat relieful tectonic major, asigură mai departe energii geomorfologice potenţiale pentru manifestarea agenţilor din mediul extern, care la rândul lor sculptează suita formelor de relief de detaliu.

5.3. RELIEFUL MAGMATO-VULCANIC

Sub efectul surselor de energie din interiorul Terrei şi a condiţiilor care se creează - diferenţe de densitate, de presiune statică de zăcământ a topiturilor, de presiunea transmisă fluidelor intracrustale de către mişcările tectonice - are loc migrarea topiturilor de silicaţi, însoţite de gaze şi vapori de apă, din locurile de geneză către suprafaţa scoarţei terestre (Mac, 2000).

Principalele locuri unde are loc formarea, ascensiunea şi consolidarea curentului magmatic sunt reprezentate de: rifturile dorsalelor oceanice, fâşiile de subducţie, liniile de contact dintre plăcile tectonice, liniile de fractură ale plăcilor tectonice, hot spot-urile magmato-vulcanice etc. De exemplu, în situaţia în care are loc subducţia unei

plăci litosferice, pe un Plan Benioff, se formează căldură suplimentară, comparativ cu cea a astenosferei în care se subduce. O parte din ea determină topirea rocilor şi ieşirea la suprafaţă, generând activităţi vulcanice care edifică lanţuri montane (aşa cum se întâmplă în Anzii Chiliano-Peruvieni) şi insule vulcanice (arcurile insulare rezultate în urma subducţiei plăcilor oceanice din estul Oceanului Pacific). Dacă anterior existenţei teoriei tectonicii globale, un episod vulcanic andezitic era consemnat ca atare, în prezent el trebuie raportat la un arc vulcanic, la o subducţie, ce trebuie să-şi găsească un loc paleogeografic bine determinat, în funcţie de expansiunile sincrone, aflate în oceane, situate poate la antipod (Bleahu, 1983).

Procesele magmato-vulcanice constau în transferul de materie şi energie calorică, dinspre astenosferă spre suprafaţa scoarţei terestre. Transferul se realizează sub formă de magmă, care în drumul ei spre suprafaţă suferă diverse transformări. În situaţia în care ea se consolidează în interiorul scoarţei, determină formarea structurilor magmatice intruzive. În cazul în care magma ajunge la suprafaţă, ea poartă denumirea de lavă. Prin consolidare formează structuri vulcanice efuzive. Diversitatea lor morfologică este dată de poziţia pe care o ocupă la nivelul scoarţei terestre, precum şi de o serie de trăsături, care rezultă din modul de formare, compoziţia şi duritatea rocilor care intră în compoziţia lor, specificul structurii, legătura cu litologia înconjurătoare etc.

5.3.1. Procesele magmatice şi relieful magmatic intrusiv

5.3.1.1. Procesele magmatice

Magmatismul reprezintă un ansamblu de procese care se realizează la adâncimi diferite în scoarţă; ele determină formarea magmei şi consolidarea ei în loc sau pe diferite trasee, divers poziţionate faţă de bazinul de provenienţă (Ielenicz, 2005). Magma este o materie topită a cărei temperaturi care variază de la câteva sute la peste 1.000 ^{o}C.

Magma şi procesele care însoţesc ascensiunea ei în scoarţa au un rol însemnat în morfogeneza terestră. Dovadă stă diversitatea formelor de relief care s-au format pe baza rocilor magmatice şi a influenţei acestora asupra rocilor cu care vin în contact.

Modul în care avansează magma spre suprafaţa scoarţei este divers, deosebindu-se în acest sens cel puţin trei situaţii (Lăzărescu, 1980):

- injecţia forţată a magmei - se realizează prin ridicarea magmei din astenosferă sub efectul presiunilor interne; pătrunderea magmelor în scoarţă are loc pe linii de minimă rezistenţă, iar procesul încetează treptat, paralel cu solidificarea şi cu manifestarea distensiunii;

- digerarea magmatică - presupune că magma, un corp mai fierbinte decât formaţiunile înconjurătoare, provoacă dilatarea şi fisurarea rocilor de la partea superioară; acestea sunt absorbite în cuptorul magmatic, iar magma se ridică pasiv în locul blocurilor digerate. Procesul continuă până când magma îşi pierde suficient

din temperatură pentru a se solidifica. Când sunt digerate toate depozitele de la partea superioară magma ajunge la suprafața scoarței sub formă de lavă;

- granitizarea (înlocuirea metasomatică) - conform căreia anumite porțiuni din scoarță sunt scufundate la adâncimi considerabile și supuse un timp îndelungat la presiuni și temperaturi înalte. Dacă se adaugă și procese de difuziune a unor agenți mineralizatori, ele pot suferi un proces de granitizare. Graniturile formate pe această cale pot să se ridice diapir, croindu-și loc spre suprafață scoarței prin rocile adiacente.

Rezultatul ajungerii și consolidării magmelor în interiorul scoarței este formarea plutonilor sau a rocilor intrusive. În funcție de forma pe care o i-au în locul în care ajung, aceștia sunt de mai multe tipuri: filoane, sill-uri, lacolite și batolite. De cele mai multe ori ei sunt puși în evidență de eroziunea exercitată de agenții externi ai mediului, cu toate că există și posibilitatea manifestării directe a lor în relief, sub forma unor deformări a rocilor de la partea superioară.

5.3.1.2. Relieful structurilor magmatice

Răcirea magmei în adâncime conduce la formarea unor depozite, alcătuite din roci intrusive, dispuse sub formă de: batolite, lacolite, filoane etc. Structurile intrusive au o rezistentă superioară la eroziune comparativ cu rocile sedimentare și cristaline în care sunt încorporate.

Când prin eroziune sunt îndepărtate rocilor care acoperă corpurile intruzive, ele apar la zi ca forme de relief de eroziune diferențială (Mac, 1976). Din categoria lor se remarcă următoarele: neck-uri, dyk-uri, sill-uri, lacolite, batolitele (fig. 5. 23). Primele trei dintre aceste mai sunt cunoscute și sub denumirea de corpuri filoniene.

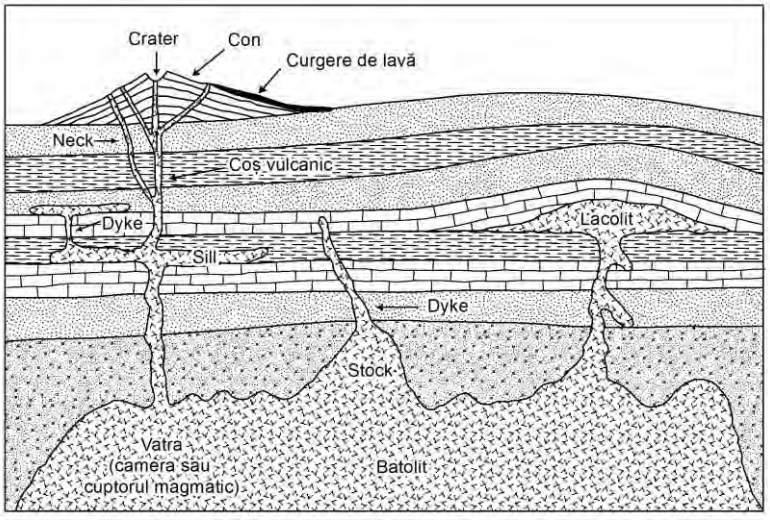


Fig. 5. 23. Corpurile intruzive (Flint și Skiner, 1977, citați de Cioacă, 2006, p. 50)

Neck-ul reprezintă o acumulare de lavă sau de piroclastite, cimentate pe secțiunea coșului sau fisurilor. Eroziunea datorată agenților externi este cea care îl scoate în evidență sub forma unui stâlp sau ac. Ca exemple, se remarcă Turnul Diavolului (din Wyoming), Ship Rock Peak (din New Mexico) etc.

Dyk-ul se formează prin consolidarea magmelor, de-a lungul unor fisuri longitudinale în structurile vulcanice; în relief se prezintă sub forma unui ziduri. Pot fi de mai multe feluri, în raport de modul consolidării magmei (Mac, 1976): dyk-uri radiare (înconjurând conul), datorate unor fracturi concentrice; dyk-uri în lanț, prezente pe aliniamente de falie; dyk-uri de crater (de exemplu, Red Crater din Noua Zeelandă).

Sill-ul este rezultatul consolidării orizontale a magmelor pătrunse între depozite sedimentare sau între planurile de stratificare ale conurilor (Mac, 1976).

Lacolitele sunt generate de consolidarea magmelor în scoarță sub forma de dom, adică cu partea inferioară relativ orizontală, iar cu cea superioară convexă; ele păstrează legătura cu vatra magmatică printr-un canal de alimentare. Fiind localizate mai aproape de suprafață, în timpul formării lor determină deformează în bolte straturile pe care le mulează (Mac, 1980). Îndepărtarea rocilor de la partea superioară, de către eroziune, lasă în urmă depozite magmatice cu aspect de dom, comparativ cu teritoriile înconjurătoare, mai joase.

Batolitele (***bathos*** – adâncime și ***lithos*** - piatră) sunt și ele rezultatul consolidării magmelor în adâncime (în vatra magmatică), dar datorită volumului intens de materiale acumulate și înrădăcinării structurii în scoarță, nu creează forme de relief directe (Mac, 1980). În compoziția lor predomină granitul și granodioritul. Batolitele sunt scoase în relief doar după un proces îndelungat de eroziune, efectuat de către agenții externi, asupra rocilor acoperitoare, așa cum este în cazul Munților Retezat, unde ocupă suprafețe de zeci de km^2 (Ielenicz, 2005). Ele vor avea o morfologie influențată de compoziția chimică a rocii, de textură și de prezența sau lipsa faliilor. În condițiile în care faliile sunt prezente, iar climatul este unul umed, rețeaua hidrografică va fi cea care va înfăptui modelarea. Râurile vor urma liniile de falie determinând formarea unor culmi despărțite de văi paralele.

5.3.2. Procesele vulcanice și relieful vulcanic

5.3.2.1. Procesele vulcanice

Procesele vulcanice, cunoscute și sub denumirea de vulcanism, se referă la erupția lavelor și a gazelor asociate, din locurile de formare - astenosferă sau vetre din litosferă - la suprafața scoarței, submers sau subaerian. Ele vor determina formarea acumulărilor de lave sau de alte produse solide, precum și emisii de gaze și vapori de apă (Ielenicz, 2005).

Manifestările vulcanice au la bază o serie de surse de energie (Mac, 1986): diferența de densitate dintre lavă și rocile înconjurătoare, fenomen ce se manifestă printr-un mecanism neexploziv de erupție; energia de expansiune a gazelor conținute în lavă, cea care prin distensiune determină mecanismele de explozie; presiunea statică de zăcământ, care determină ridicarea lavelor pe o fractură ce se deschide; presiunea transmisă fluidelor intracrustale de mișcările tectonice orizontale sau verticale, rezultând mecanisme de erupție liniștită sau areală accelerată. Toate aceste surse de energie explică apariția la suprafață a lavelor.

Procesul vulcanic sau efuziunea lavelor este legat de dinamica plăcilor litosferice, ca dovadă că se întâlnește în următoarele trei locații: de-a lungul aliniamentelor de subducție; de-a lungul zonelor de expansiune a plăcilor litosferice (pe crestele dorsalelor oceanice și în grabenele continentale); în locurile unde acționează panașele de manta (hot-spot-uri fierbinți). Morfologia formelor de relief rezultate va fi diferită în funcție de locul pe unde materialul magmato-vulcanic ajunge la suprafață.

Erupția vulcanică are mai multe faze (Cioacă, 2006):

- faza incipientă – are loc o fumegare continuă sau intermitentă, însoțită de seisme locale și zgomote în substrat;

- paroxismul vulcanic – când au loc erupții și revărsări ale lavei incandescente; tot în ceastă fază au loc explozii în urma cărora rezultă bombe vulcanice și lapili;

- faza post-vulcanică – erupțiile încetează, lavele se răcesc și se solidifică; prin falii și fisuri mai au loc emanații de gaze (îndeosebi CO_2), fapt care indică stingerea completă a activității vulcanice.

Procesele vulcanice pot avea loc atât în mediu subaerian cât și submers. Cu toate că există deosebiri, vulcanismul submarin nu reprezintă un tip de erupție aparte. Curgerile de lavă, produsele explozive, erupțiile de gaze se petrec la fel ca în mediul subaerian. Deosebirea constă în distrugerea rapidă a centrului de erupție, datorită acțiunii apei mării (Mac, 2000); în cazul în care ajung la suprafață, acumulările de lavă formează insule vulcanice.

O categorie aparte o reprezintă erupțiile de sub gheață. Ele au loc îndeosebi sub calote de gheață, așa cum se întâmplă de exemplu în Islanda, unde au fost observate morfologii ciudate ale lavelor solidificate. Este vorba de pereți verticali care înconjoară platouri orizontale, denumite local stapi, iar în engleză table mountains (Rădulescu, 1976). Din momentul în care le-a fost studiată amănunțit alcătuirea petrografică s-a ajuns la concluzia că ele sunt rezultatul unei activități vulcanice sub gheață. Geneza lor este explicată în felul următor: sub gheață se formează un conduct activ, care determină topirea ei și formarea unei pungi de vapori și apă, de formă cilindrică și cu pereți abrupți; lava eliberată în spațiul respectiv, ajunge în contact cu apa, determinând texturi de pillow-lavă și hialoclastite. (Rădulescu, 1976). Dacă acoperișul de deasupra conductului se topește în întregime, activitatea poate continua în condiții subaeriene, iar edificiul ajunge ca la partea superioară să fie alcătuit din lave și piroclastite.

5.3.2.1.1. Tipuri de erupție

În funcție de modul de desfășurare a activității vulcanice, de morfologia și structura edificiilor vulcanice, de vâscozitatea topiturii care erupe și de forma canalului de acces a lavei la suprafață, se deosebesc următoarele tipuri de erupție (Mac, 1976):

Tipuri de erupție după emersiunea lavei raportată la spațiu:

- ***erupții areale*** sau în suprafață – se întâlnesc atunci când apariția lavelor la suprafață se realizează printr-o rețea de crăpături răspândite pe suprafețe mari; acestor erupții le sunt specifice lave bazice, care formează platouri vulcanice (de exemplu Yellowstone);

- ***erupții liniare*** - când lava ajunge la suprafață în lungul unei falii, așa cum se întâmplă în Islanda;

- ***erupții centrale*** - atunci când emisia produselor vulcanice se face pe un coș unic sau pe unul principal și câteva coșuri secundare (se formează vulcani izolați și proeminenți așa cum este Manon în Filipine, Vezuviu și Etna în Italia etc. Acest tip are și varianta în canale de curgere, când lavele fluide umplu craterul și apoi se revarsă pe con sub formă de torenți, așa cum este în cazul vulcanului Mauna Loa din Hawaii.

Tipuri de erupții în funcție de modul de manifestării a activității vulcanice; tipuri de vulcani rezultați. Urmărirea modului de producere a erupției, permite separarea a două tipuri principale de manifestate a activității vulcanice: liniştite și explozive.

Erupțiile liniștite au loc când expulzarea lavei se face fără explozii; vulcanii caracteristici acestui mod de manifestarea sunt de tip islandic și de tip hawaiian (fig. 5. 24). Lavele sunt fluide, viteze de curgere pe până la 6 – 7 km/h (Rădulescu, 1976), fapt care le permite răspândirea pe mii de kilometrii pătrați, generând platouri vulcanice extinse.

Tipul islandic este caracterizat de existența unei lave bazice, fluide, care se revarsă de-a lungul unei crăpături dând construcții vulcanice cu aspect de conuri cu flancuri ce au valori ale pantei de sub 7°. Revărsarea lavei poate avea loc monolateral sau bilateral. Astfel de erupții sunt specifice vulcanilor din zonele de rift, așa cum este și în cazul Islandei

Tipul hawaiian cu lavă bazică, fluidă și săracă în gaze, care se revarsă, dintr-un crater, pe distanțe mari, după ce anterior craterul a fost umplut.

Ambele tipuri, atât cel islandez cât și hawaiian duc la formarea unor vulcani a căror flancuri de con au înclinări reduse. Se formează mai degrabă scuturi de lavă (Mauna Loa), domuri de lavă (Mauna Kea), discuri de lavă, movile de lavă (Mont Cottrell din Australia) și conuri de lavă (Mont Hamilton).

Erupțiile explozive sunt specifice vulcanilor cu o lavă mai vâscoasă, acidă și bogată în gaze, în care predomină andezite, dacite și riolite. Lavele de acest tip se

răcesc chiar în crater, astupând coşul vulcanului. Gazele acumulate ajung sub presiune, determinând explozii puternice în timpul erupţiei. Erupţiile explozive sunt de mai multe tipuri: strombolian, tipul volcanian, pelean, Bandai-San şi maar.

Tipul strombolian se remarcă prin prezenţa lavei bazaltice, foarte puţin fluidă. Se asemănă cu erupţiile liniştite, îndeosebi la început, pentru ca apoi, pe măsură ce se acumulează cantităţi semnificative de gaze să se producă erupţii explozive. Rezultatul este un con mixt, aşa cum este în cazul Vulcanului Stromboli, din arhipelagul Insulelor Lipari (Marea Mediterană).

Tipul volcanian este rezultatul migrării spre suprafaţă a unei lave vâscoase cu gaze. Craterul şi coşul se umplu cu lavă consolidată care formează un dop. Ulterior, în timpul următoarelor erupţii, dopul este aruncat de presiunea gazelor care se acumulează. Erupţia este însoţită de bombe şi cenuşă vulcanică care construiesc conuri proeminente din piroclastite fine. Astfel de manifestări sunt specifice Vulcanului Volcano, din Italia.

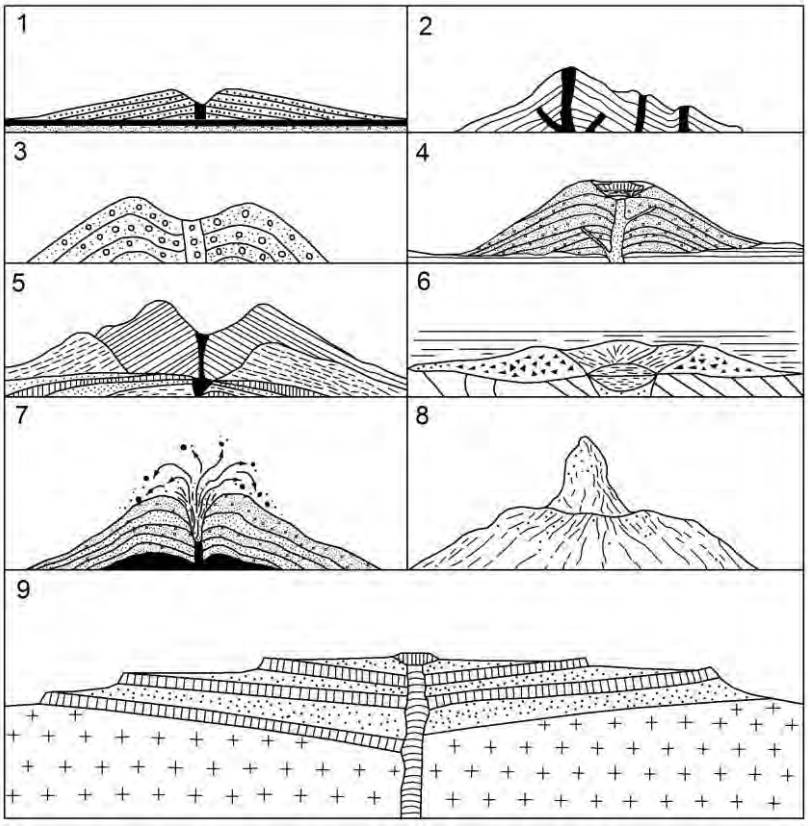


Fig. 5. 24. Tipuri de vulcani continentali după morfogeneză şi morfologia conurilor; 1. hawaiian, 2. strombolian, 3. volcanian, 4. aleutinian, 5. etno-vezuvian, 6. maar, 7. Islandez, 8. peleean, 9. Scoţian (Cioacă, 2006, p. 54)

Tipul peleean se formează din lave foarte vâscoase, care se degazifică greu. Lava care se întăreşte în cos este împinsă spre suprafaţă sub formă de ac (spine), datorită presiunii gazelor de la partea inferioară. Se remarcă în acest sens vulcanii: Mont Pelee, Santa Maria, Merapi etc.

Tipul Bandai-San are lavă foarte vâscoasă, acidă şi bogată în gaze, care se solidifică înainte de a ajunge la gura coşului vulcanic. Erupţiile sunt violente determinând distrugerea coşurilor şi chiar a conurilor vulcanice, aşa cum a fost în cazul erupţiei Vulcanului Krakatoa (1883) din Insula Java. Denumirea acestui tip provine de la Vulcanul Bandai-San, din Japonia.

Tipul maar se remarcă prin aparatul vulcanic constituit numai dintr-un canal şi un crater situate mai jos de nivelul suprafeţei topografice. Se prezintă mai degrabă sub forma unei pâlnii, ca rezultat al activităţii vulcanice explozive. Se formează în urma expulzării dopurilor de lave, golurile rămase putând fi umplute cu apă. Asemenea forme caracterizează regiunile Eifel şi Suabia din Germania, unde poarte numele de maar.

Alături de tipurile prezentate mai sus, care se altfel nu epuizează modul de manifestare a activităţilor vulcanice, există şi forme intermediare sau de tranziţie formate în raport de locul şi condiţiile de mediu în care are loc erupţia (Mac, 1976): pe uscat, în apă sau sub calotele de gheaţă.

5.3.2.1.2. Produsele activităţii vulcanice

Activitatea vulcanică generează mai multe produse vulcanice, dintre care se remarcă: gazele vulcanice, cenuşa vulcanică, lapilii, scoria, bombele vulcanice, blocurile de rocă, curgerile de lavă. Cunoaşterea lor ajută la identificarea fazelor de manifestarea vulcanismului într-un anumit teritoriu.

Gazele vulcanice. Rezultă prin emanaţii, dar şi prin explozii. Sunt dominate de vapori de apă, la care se adaugă anhidrida carbonică, anhidrida sulfuroasă, acidul clorhidric, hidrogenul, acidul sulfuric, bioxidul de carbon, acidul fluorhidric etc.; în urma reacţiei cu oxigenul din atmosferă, se formează oxid de sulf, trioxid de sulf şi bioxid de carbon (Posea, 2001). Gazele vulcanice se prezintă de cele mai multe ori sub formă de nori incandescenţi, care ajung până la altitudini relative de 4.000 m, faţă de crater. Ele pot atinge temperaturi de 1.000 ^{o}C, cu efecte distructive asupra componentelor mediului.

Produsele de explozie. Ele se formează pe de o parte din magma care a erupt, iar pe de altă parte din fragmente de rocă existente în coşul vulcanului. Acestea mai sunt cunoscute şi sub denumirea de piroclastite. Se remarcă în acest sens următoarele:

- cenuşile vulcanice – materialele fine pulverulente;
- piatra ponce – fragmente de magmă vitroasă, poroasă, expulzată în timpul erupţiilor;

- scorii sau zguri – bucăți de magmă consolidată în timpul zborului, mai puțin umflate și cu greutate mai redusă;

- scorii sudate – bucăți de lavă fluidă, care cad și se lipesc pe sol;

- conuri de lavă denumite și hornitos – se întâlnesc când zgurile sudate formează în locurile de ieșire ale lavelor fluide și deasupra tunelelor de lavă conuri sau turnuri;

- bombe vulcanice – bucăți de lavă cu forma variată ce generează în timpul proiectării în aer a lavelor;

- lapilii – sfărâmături mărunte (30 – 40 mm) sub formă de pietricele expulzate în aer în timpul erupțiilor;

- tufuri – ele pot fi de cenușă, de poncii și de brecii, care apoi sunt consolidate sub influența apei.

Curgerile de lavă. Sunt rezultatul ajungerii la suprafață a lavelor, care, în funcție de condițiile locale, formează prin consolidare diverse tipuri de suprafețe, cu un relief de detaliu specific.

După vâscozitatea și modul de curgere a lavei au fost distinse două tipuri de suprafețe rezultate în urma consolidării acesteia: suprafețe de lavă netedă sau dermolitice și suprafețe clastolitice sau scoriacee (Mac, 1976).

Suprafețele de lavă netede sau dermolitice se formează când lava este fierbinte și relativ fluidă, degazificată, iar relieful preexistent cu asperități; mai sunt cunoscute și prin denumirile de pahoehoe (Hawai) și hellurhaum (Irlanda). Dintre formele de detaliu se remarcă următoarele:

- dalele de lavă (schollenlava) - sunt fragmente din crusta solidificată, rupte și acumulate datorită creșterii vitezei de curgere a lavei de la interior;

- lavele cordate - reprezintă încrețituri ale crustei solidificate;

- lavele întortocheate - sunt încrețituri în rețea;

- domuri cu tumuli - adică bulgări pe creste mai reliefate;

- icurile de lavă - se formează când lava pătrunde pe crăpături și ajunge până la suprafață.

Suprafețele clastolitice sau scoriacee, se formează în cazul lavelor cu viscozitate medie și bogate în gaze; sunt cunoscute și sub numele de lavă aa în Hawai sau apalhraun în Irlanda. Formele cele mai reprezentative sunt:

- câmpurile de blocuri – s-au format prin consolidarea rapidă și pe grosimi mari a lavei, care în urma solicitărilor mecanice, pe fondul unei viteze mari a curentului interior, se fragmentează și acumulează în fața frontului de curgere în câmpuri de blocuri;

- coloanele bazaltice (denumite și qullkuppen) - se formează prin răcirea lentă a lavei vâscoase, însoțită de crăpături verticale de contracție;

- pilow-lavele - se formează, prin răcirea lavei fluide în apa mării.

Când lava trece peste un obstacol, iar sub acesta rămâne un gol se pot forma peșteri în lavă.

Fenomenele post vulcanice. Ele se manifestă timp îndelungat, după ce fenomenele vulcanice au luat sfârşit. Fenomenele post vulcanice pot avea loc şi prin exalaţiunea de vapori şi gaze. În categoria lor se includ: solfatare, fumarole, gheizere, izvoare termale, mofete şi izvoare carbogazoase.

Solfatarele au în componenţă vapori cu hidrogen sulfurat care ajung la temperaturi de 90 – 130 ^{o}C. Ele se manifestă şi în timpul erupţiilor vulcanice, sub formă de jeturi numite soffioni în Italia (Posea, 2001).

Fumarolele sunt erupţii de ape sub formă de vapori şi de gaze cu acid clorhidric, al căror temperatură poate ajunge la 300 – 900^{o} C (Posea, 2001); se manifestă şi în timpul erupţiilor vulcanice.

Gheizerele sunt izvoare fierbinţi, care emit intermitent ţâşnituri de apă şi vapori fierbinţi. Mecanismul este următorul (Posea, 2001): apa se acumulează într-o fisură subterană pe care o umple; din adânc vin gaze şi vapori de apă supraîncălziţi; aceştia supraîncălzesc baza stratului lichid, care începe să fiarbă şi apoi expulzează coloana de apă de deasupra, moment în care o parte din apa supraîncălzită se transformă brusc în vapori (din cauza scăderii presiunii hidrostatice); ciclul se repetă la intervale mai mult sau mai puţin regulate. Jeturile de apă fierbinte pot ajunge până la înălţimi de 100 – 400 m. Gheizerele şi izvoarele termale sunt întâlnite în Islanda, Parcul Yellowstone (cu peste 100 de gheizere), Noua Zeelandă (regiunea Taupo), Kamceatka, Mexic, Japonia, Indonezia etc.

Mofetele reprezintă emanaţii de bioxid de carbon, provenite din activităţi post vulcanice. Se întâlnesc în Franţa, Italia, SUA, România (Tuşnad, Balvanyos etc.). Termenul de mofetă provine din latinescul ***mephitis*** care înseamnă emanaţie puturoasă.

Izvoarele carbogazoase reprezintă apele care ajung la suprafaţă îmbogăţite cu bioxid de carbon, care este dizolvat în ele. De cele mai multe ori ele sunt încărcate şi cu minerale din rocile înconjurătoare, de unde şi denumirea de ape minerale carbogazoase.

5.3.2.2. Relief vulcanic

Locul de ascensiune spre suprafaţă a lavei şi deplasarea ei în jurul unui punct de efuziune alcătuiesc aparatul vulcanic. El are mai multe elemente componente (fig. 5. 25): conul (rezultat din acumularea produselor vulcanice), craterul (de formă eliptică, situat în partea centrală), coşul (canalul prin care iese lava spre suprafaţă) şi rezervorul magmatic.

În urma erupţiilor vulcanice se formează acumulări de lave, de piroclastite şi de cenuşi vulcanice. Prin modul de dispunere a materialelor se generează diverse forme de relief, dintre care cele mai semnificative sunt următoarele: conurile vulcanice, platourile vulcanice, munţii vulcanici, craterele, calderele, depresiunile tectono-vulcanice, maarele etc.

Evoluția formelor de relief este dictată în acest caz, comparativ cu cele intrusive, doar de diferențele litologice și structurale ale materialelor rezultate în urma erupțiilor vulcanice.

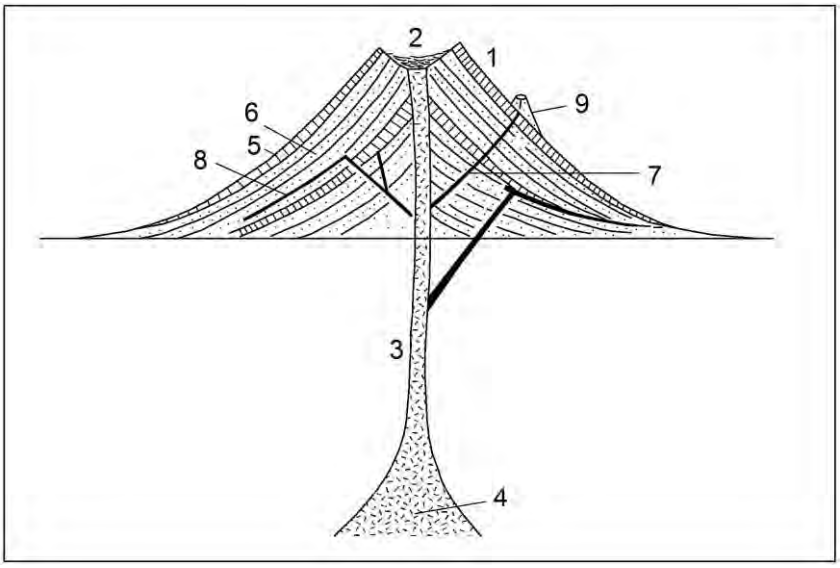


Fig. 5. 25. Elementele unui aparat vulcanic de tip central; 1. con, 2. crater, 3. canal de alimentare, 4. rezervor magmatic, 5. curgere de lavă, 6. strat de piroclastite, 7. dyk, 8. sill, 9. con adventiv (Rădulescu, 1976, p. 97)

Conurile vulcanice. Reprezintă cele mai evidente forme de relief rezultate în urma erupțiilor vulcanice. În funcție de proprietățile lavei și tipul erupției ele sunt de mai multe tipuri (Ritmann, 1967; Ollier, 1988):

- *conuri de lavă bazică* – se prezintă sub formă de scuturi, domuri, conuri, cupole, sau movile, conuri-disc; au extindere mare și valori reduse ale pantei;

- *conuri de lavă acidă* - pot fi sub formă de cumulo-domuri, mameloane, toloide (conuri mici în craterul unui vulcan extins), dopuri și ace; toate acestea sunt construcții restrânse, plasate în craterul vulcanului și păstrate în relief sub formă de conuri, boltiri sau ace. Rocile mai dure din care sunt alcătuite permit păstrarea lor în relief, în timp ce părțile laterale ale aparatului vulcanic sunt erodate. Aceeași duritate a rocilor menține versanți abrupți, la baza cărora se acumulează grohotișurile de dezagregare;

- *conurile mixte* - sunt alcătuite din straturi de lavă în alternanță cu straturi de piroclastite, fapt care le face mai proeminente, cu cratere largi și pante ale conului care merg spre 30^{o}. Pe măsură ce crește în înălțime, edificiul vulcanic este afectat de crăpături radiare. Prin ele au loc erupții laterale, în urma cărora rezultă conuri adventive, așa cum este în cazul vulcanilor Vezuviu, Fuji, Egmont etc.;

- *conurile de sfărâmături* - au rezultat în urma erupțiilor de tip strombolian și reprezintă îngrămădiri de piroclastite în jurul coșului și craterului. Panta conului (30º) este datorată acumulării materialelor grosiere; la baza conului se acumulează materiale mai fine, fapt care determină o pantă de 6º. Astfel de conuri sunt ușor de erodat și de aceea evoluează repede (Mac, 1976).

Modelarea conurilor vulcanice. Forma pe care o primesc conurile vulcanice, o dată cu trecerea timpului, este legată atât de manifestarea fenomenului vulcanic (care se poate repeta), care edifică conul, cât și de interacțiunea cu agenții externi, care prin eroziune, transport și acumulare tind să modifice forma inițială. Acțiunea agenților externi este influențată de mai mulți factori (Mac, 1980): constituția litologică, permeabilitatea sau nepermeabilitatea rocilor, gradul de alterare a rocilor, duritatea rocilor, poziția acestora în structură, gradul de dezvoltare a structurii, prezența sau lipsa diaclazelor, tipul de climat, altitudinea relativă a aparatului vulcanic, vârsta ș.a.

După încetarea erupțiilor, conurile sunt modelate prin procese de eroziune, transport și acumulare, realizate de către agenții externi. În condițiile unor climate, în care se înregistrează suficiente cantități de precipitații, care să susțină scurgerea apei, pe suprafața conurilor vulcanice se organizează rețele hidrografice. Ele sunt de convergente în crater și divergente pe versanții conului.

Râurile care se adâncesc în con sculptează văi specifice, cunoscute sub denumirea de **barrancos**. Pornind de la partea superioară, ele sunt dispuse radiar-divergent pe con (fig. 5. 26.). Văile sunt despărțite de interfluvii proeminente, care pe măsură ce se retrag, ajung la forma de creste. În acest stadiu se află majoritatea conurilor vulcanice din teritorii semiaride, datorită predominării șiroirii și scurgerii torențiale.

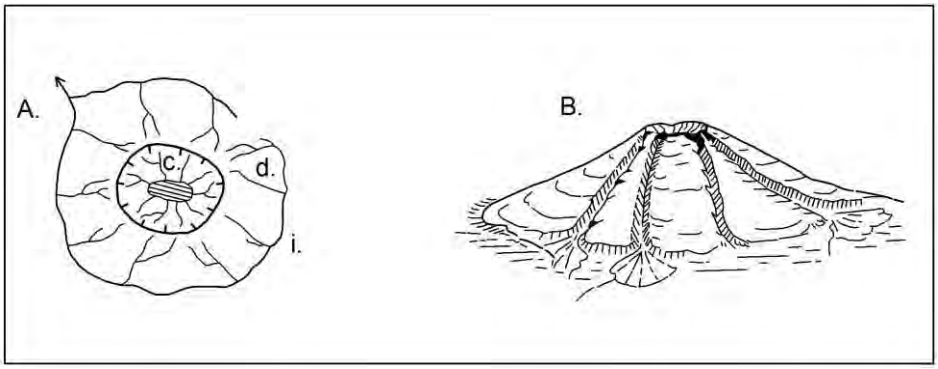


Fig. 5. 26. A. Rețea hidrografică adaptată la structura conului vulcanic; c. radiar convergentă; d. radiar divergentă; i. inelară. B. Fragmentarea unui con vulcanic prin barrancos-uri și planeze (Posea et al., 1976, p. 366)

Pe măsură ce văile se adâncesc în continuare, ele determină evacuarea sfărâmăturilor și cenușilor provenite din eroziunea inițială. În același timp are loc erodarea lavelor inter-stratificate, care intră în alcătuirea conului vulcanic. Lavele

degajate de eroziune şi decupate în fâşii triunghiulare dispuse paralel sunt numite **planeze**. În partea superioară au valori mari ale pantei (peste 15 – 20º), iar la periferie sunt abrupte. Fiind vorba de nişte interfluvii triunghiulare, desfăşurarea în continuare a eroziunii le va transforma în creste înguste.

În continuare, eroziunea prin intermediul barrancos-urilor continuă. Ele pătrund prin eroziune regresivă în interiorul craterelor, de unde drenează lacurile sau reţeaua hidrografică convergentă existentă acolo. Prin racordarea reţelei hidrografice din crater la nivelul de bază se accentuează eroziunea, care cu timpul determină lărgirea craterului până la forma de calderă (caldeiră) de eroziune (Cotton, 1952, citat de Mac, 1980).

Mai departe pe fondul continuării eroziunii, rocile depuse de activitatea vulcanică vor fi îndepărtate, până la faza de degradare a edificiului vulcanic (Ollier şi Pain, 2000). În acest stadiu, din aparatul vulcanic se mai păstrează doar resturi din coşurile şi filoanele, formate din lavă dură (Mac, 1980); ele apar sub formă de neck, dyk sau sill (fig. 5. 27).

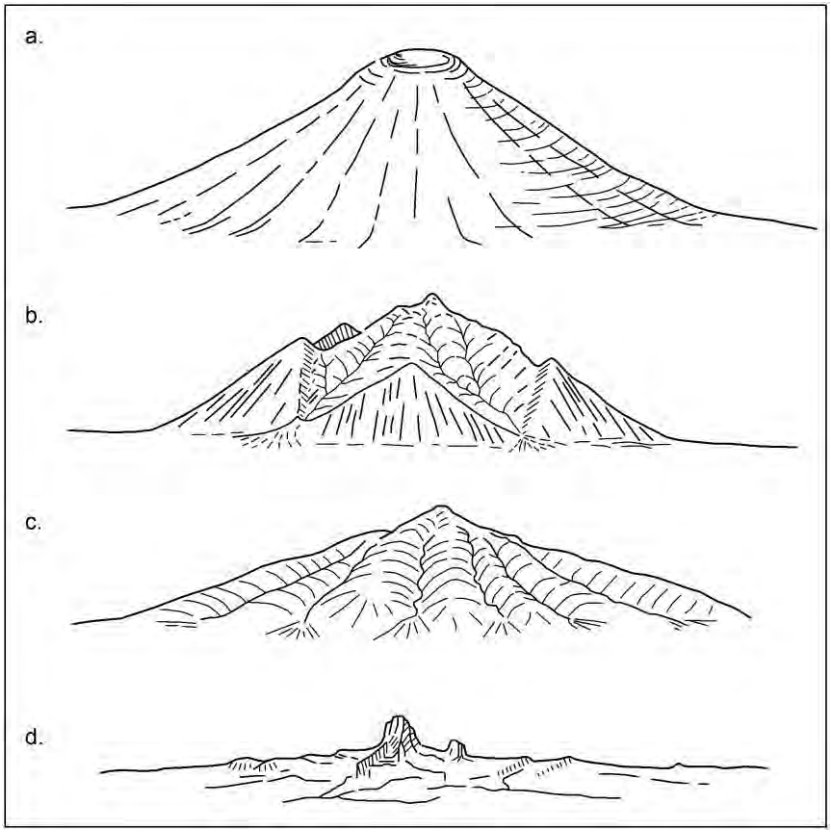


Fig. 5. 27. Stadiile eroziunii unui vulcan; a. vulcan intact, b. stadiul planezelor, c. stadiul vulcanului rezidual, d. vulcan scheletic cu neck-uri şi dyk-uri (Ollier, 1969, p. 118)

Platourile de lavă. Sunt formate din lave bazice, scurse sub forma unor pânze, extinse pe mari suprafețe. Lavele au în componență preponderent bazalte și au apărut în lungul unor crăpături și fisuri extinse. Relieful preexistent este cel de care depinde forma curgerii și în final a acumulării. Când terenurile sunt netede, cuverturile bazaltice acoperă suprafețe mari, pe care sunt dispuse tabular. Dacă terenurile au fost fragmentate inițial de văi se formează trepte denumite trappe, fiecăreia corespunzându-i o pânză de lavă. Timpul de formare a unui platou de lavă este destul de îndelungat, în curs de realizare fiind în prezent doar cel din Islanda. Din categoria platourilor mai vechi se remarcă: Platoul Columbia-River, Platourile din Arabia și Etiopia, Platoul Patagoniei și Podișul Deccan (Mac, 1976).

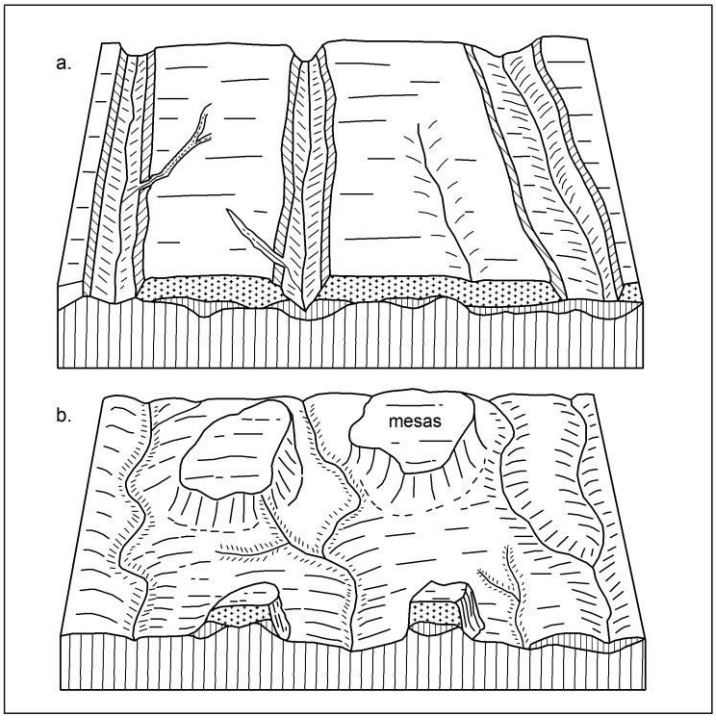


Fig. 5. 28. Evoluția reliefului într-un platou vulcanic; a. fragmentarea longitudinală, b. fragmentarea transversală, martori de eroziune (mesas) (Posea et. al., 1976, p. 368)

Modelarea platourilor de lavă. Și în cazul platourilor de lavă, după încetarea acumulărilor, acțiunea agenților externi, prin eroziune, transport și acumulare nu întârzie să se manifeste. Ea este influențată de duritatea rocii, impermeabilitatea acesteia, de fisurile care străbat structurile, precum și de climat. În condițiile în care acesta din urmă înlesnește scurgerea, prezența fisurilor și diaclazelor asigură concentrarea apei și tranzitul debitelor. Se formează inițial văi incipiente, care pe măsură ce se adâncesc devin veritabile canioane, între care rămân platouri extinse și

netede (Mac, 1980). Pe măsură ce adâncirea văilor continuă, ele ajung la rocile mai friabile de la baza depozitelor de lavă, fapt care favorizează apariția izvoarelor de strat. În continuare, sub efectul proceselor de versant și al eroziunii fluviale prin intermediul afluenților, marginile platourilor se retrag, acestea din urmă se fragmentează rezultând platouri mai mici denumite mesas în Mexic. Continuarea fragmentării platourilor existente le aduce în faza de martori, după care se ajunge la distrugerea completă a platourilor de lavă (fig. 5. 28.).

Munții vulcanici. Alături de munții formați prin cutare și cei rezultați în urma proceselor vulcanice, ocupă spații întinse pe suprafața Terrei. În funcție de condițiile locale munții vulcanici pot fi izolați (Muntele Ararat), sub formă de masive (de exemplu Masivul Central Francez) sau lanțuri vulcanice, așa cum este cazul Munților Căliman-Gurghiu-Harghita.

Craterele sunt excavații care s-au format în urma procesului de erupție și de comprimare a materialelor rezultate. Se caracterizează printr-o pantă interioară cu valori de peste 25^{o}. Versanții craterului sunt afectați de surpări, alunecări de teren, solifluxiuni, șiroiri etc., procese care modelează în continuare craterul, și după încetarea erupțiilor. În unele cratere se acumulează apă formând lacuri (de exemplu, Lacul Sfânta Ana). Forma și dimensiunile craterelor diferă în funcție de tipul erupțiilor, precum și de evoluția ulterioară.

Calderele nu sunt altceva decât cratere uriașe, cu aspect de depresiuni, care în mod obișnuit au un diametru de peste 5 km.

Prezența calderelor se leagă de prezența vulcanismului bogat în siliciu, care favorizează formarea unor vaste depresiuni după erupție (Gottsmann și Marti, 2008). Se consideră că ele sunt fie rezultatul unor explozii uriașe, care au aruncat în aer un con vulcanic, fie efectul subsidenței acoperișului rezervorului magmatic, care a avut loc după sau în timpul evacuării magmei (Gottsmann și Marti, 2008). După formarea calderei forma ei este modificată de către eroziunea întreprinsă de către agenții externi. (fig. 5. 29).

Dintre calderele existente, cea mai mare Aso din Japonia, care măsoară 23 km lungime și 16 km lățime.

După formă și geneză calderele pot fi (Ritmann, 1967):

- monogene simple – s-au format prin prăbușire în urma unei erupții explozive puternice (de exemplu, Caldera Bolsena, Caldera Tanger);

- poligene – sunt rezultatul unei serii de erupții, care alături de caldera mare generează alături caldere mai mici, periferice, care o festonează pe prima (de exemplu, Câmpiile Flegree de lângă Napoli);

- caldere inelare – se formează în urma unor faze succesive de erupții, care determină formarea de conuri în interiorul calderei. În jurul noului con se formează depresiuni inelare denumite atrio, după Atrio del Cavallo a Vulcanului Vezuviu, închise spre exterior de o creștă, numită somma (Somma Vezuviului);

- caldere în trepte – sunt rezultatul scufundării inegale în lungul unor linii de falii, de obicei circulare.

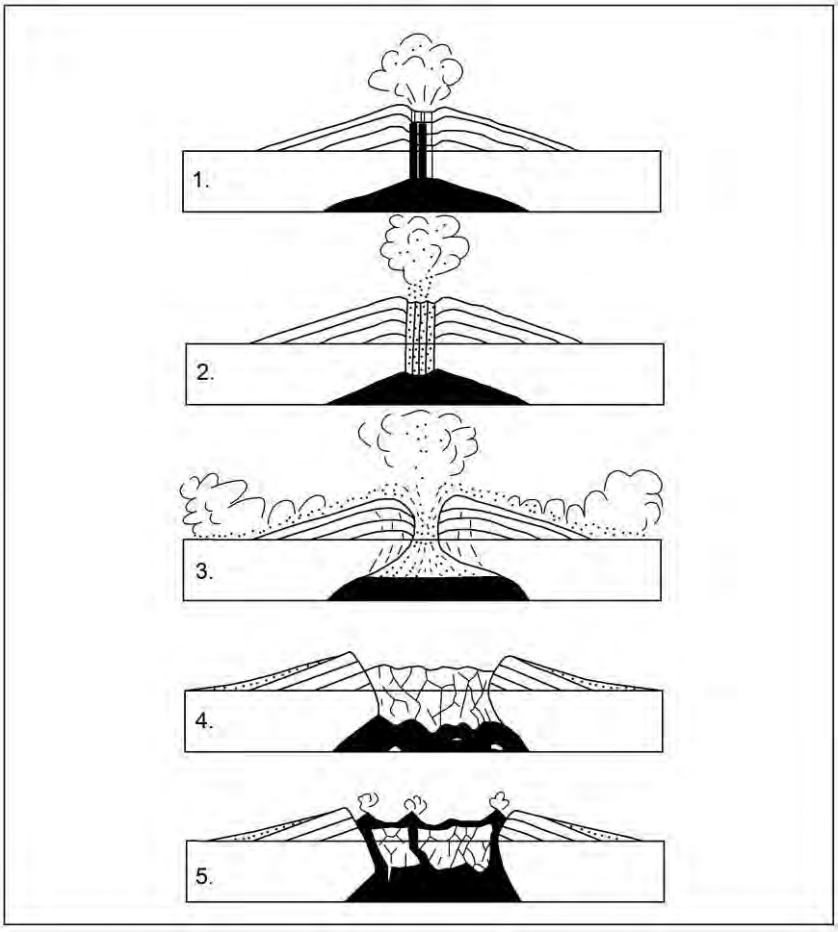


Fig. 5. 29. Stadiile succesive în dezvoltarea unei caldere (Wiliams, 1941, citat de Cotton, 1952, p. 304)

Depresiunile tectono-vulcanice – reprezintă arii negative formate prin prăbușirea acoperișului vetrei magmatice, în urma evacuării rapide prin erupție a magmei. Fenomenul este favorizat și de prezența fracturilor care determină o lăsare subsidentă a unei suprafețe întinse (de exemplu, Lake Toba din Indonezia sau Depresiunea Rotorua-Taupo din Noua Zeelandă).

Maarele – sunt deschideri circulare rezultate din erupțiile de gaze și exploziile freatice; însoțesc erupțiile de tip maar. Ele se pot umple sfărâmături provenite din explozie sau din prăbușirea pereților. Aparatul este compus din canalul de

străpungere, denumit și diatrema, la care se adaugă craterul de explozie. El se menține sub nivelul suprafeței topografice și de obicei umplut cu apă (Mac, 1976).

Relieful pseudovulcanic. Alături de formele de relief, a căror geneză este legată de ascensiunea lavei, mai există o categorie, care prin morfologie se aseamănă cu ele, dar au cu totul altă geneză. Din categoria reliefului pseudovulcanic fac parte vulcanii noroioși și craterele de impact meteoric.

Vulcanii noroioși se prezintă sub forma unor conuri de dimensiuni reduse, cu înălțime relativă de 2 – 3 m (uneori astfel de înălțimi pot fi depășite, așa cum este în cazul vulcanilor noroioși din Kazahstan). De asemenea, ei pot să apară sub formă de excavații rotunde în care apa încărcată cu argilă bolborosește continuu sau intermitent.

Studiul vulcanilor noroioși este foarte important pentru mediu, deoarece ei emană în atmosferă cantități însemnate de metan. De altfel, în multe cazuri, așa cum este și în situația vulcanilor noroioși de la Pâclele Mari (din Județul Buzău) gazele emanate de activitatea pseudovulcanică se aprind ușor. În Județul Buzău vulcani noroioși se mai întâlnesc la Pâclele Mici, Berca, Beciu, Arbănaș etc.

Alături de gaze, din craterele vulcanilor noroioși, vine spre suprafața apă încărcată cu argilă. Când materialul sosit la suprafață este suficient de vâscos el se depune formând un con, care crește prin repetarea „erupțiilor" de apă încărcată cu argilă și gaze. Conurile se pot forma izolat sau pot fi dispuse de-a lungul unor aliniamente de falii.

În unele situații, când apa nu este încărcată cu argilă, în loc de conuri pseudovulcanice se formează depresiuni noroioase sau bolboroși, așa cum sunt ei denumiți în Câmpia Transilvaniei (Mac, 1976).

Craterele de impact meteoric. În urma proceselor de impact meteoric rezultă craterele specifice. Ele se formează datorită impactului unor corpuri cerești (meteoriți) cu suprafața Terrei. Vitezele de impact depășesc de obicei 10 km/s, fapt care determină ca meteoritul să împrumute substratului energii deosebite (Rădoane, et al., 2000), prin generarea unei explozii. După impact, la suprafața terestră, corpurile implicate se transformă în vapori, în topituri, și se formează roci de impact, materialul nou format fiind distribuit radial (Rădoane, et al., 2000). Prezența temperaturilor ridicate din timpul impactului și transformările la care sunt supuse rocile, sugerează prezența procesului vulcanic (Mac, 1976).

Dintre craterele de impact meteoric existente pe Terra, cel mai cunoscut este Meteor Crater din Arizona.

Comparativ cu celelalte planete din Sistemul Solar, la suprafața Terrei craterele sunt foarte puțin conservate și reduse ca număr. Conform autorilor citați s-au identificat 200 de cratere, un număr anormal de mic (explicabil însă datorită ratei mari de reciclare a litosferei). Comparativ cu alte corpuri cerești, doar craterele de cel puțin 6 km diametru de pe Lună ajung la cifra de 20.000, cele de pe Marte la 21.493, iar cele de pe Mercur la 425 (Kazimirov, 1980, citat de Rădoane, et al., 2000). Situația de la

nivelul suprafeței terestre, diferă substanțial de cea de la nivelul celorlalte corpuri cerești, deoarece suprafața acestora din urmă este în mare parte relictă, raportată la evenimente petrecute în urmă cu 3 – 4 miliarde de ani, în condițiile unei activități geologice foarte redusă; revenind la fizionomia suprafeței Terrei, ea este, cu puține excepții, terțiară și postterțiară (Rădoane, et al., 2000), ceea ce demonstrează că litosfera planetei albastre este foarte activă din punct de vedere geologic.

5.3.2.3. Răspândirea vulcanilor pe Terra

Cu toate că vulcanii activi sau stinși dețin o pondere însemnată în alcătuirea scoarței terestre, repartiția lor pe suprafața Terrei este cât se poate de neuniformă. Prezența lor este legată de marginile active ale plăcilor tectonice, de locurile unde are loc acrețiunea și subducția plăcilor litosferice (fig. 5. 30).

Formarea vulcanilor, în zonele de acreție, are loc sub efectul curenților de convecție din astenosferă, care împing topiturile magmatice pe rifturile, ce se formează sub efectul deplasărilor divergente ale plăcilor. În acest mod s-au format Insulele Tristan da Cuhna și Islanda din Oceanul Atlantic, Insula Saint Paul din Oceanul Indian, precum și Insulele Paștelui din Oceanul Pacific; în această categorie se includ erupțiile din rifturile continentale (Mac, 1986).

Procesele de subducție, ale plăcilor litosferice, determină și ele ascensiunea magmei spre suprafață. Rezultatul este formarea arcurilor insulare, alcătuite din vulcani de tip acumulativ, sub formă de conuri proeminente, cu valori ale pantei de peste 15 – 20^{o}. Se remarcă în acest sens următorii vulcani: Mont Ostry (din Kamceatka), Fuji-Yama (din Japonia) etc.

Vulcanii actuali se pot grupa în mai multe provincii: provincia Pacificului, provincia Atlantică, provincia Mediteraneeană, provincia Africii de Est și a Orientului Apropiat.

Provincia Pacificului cuprinde două tipuri de vulcani: continentali și insulari.

Vulcanii continentali din jurul Oceanului Pacific alcătuiesc ceea ce este cunoscut sub denumirea de Cercul de Foc al Pacificului. În componența lui intră vulcanii de Insulele Aleutine, cei din Peninsula Kamceatka, din Arhipelagul Japonez, din Noua Guinee, din Noua Zeelandă, din Peninsula Alaska, din Munții Cascadelor, Sierra Nevada, din Podișul Mexicului, din Munții Anzi și din Peninsula Antarctica.

Vulcanii insulari din Pacific îi cuprind pe cei din insulele vulcanice, din partea centrală a acestuia, inclusiv pe cei submerși. Se remarcă munții vulcanici din Hawaii, Samoa, Galapagos, Tahiti, Insula Paștelui, Juan Fernandez etc.

Provincia Atlantică are în componență mai multe areale legate de dorsala Atlanticului (vulcanii din Islanda, Azore, Ascension, Sfânta Elena, Tristan da Cunha etc.) și de marginea sa estică (vulcanii din Insulele Capului Verde, din Insulele Canare, din Irlanda, Scoția și Camerun).

Provincia Mediteraneeană cuprinde în principal vulcanii din Marea Mediterană (vulcanii Etna, Vezuviu, Stromboli, Volcano etc.), dar şi cei vecinătatea acesteia, legaţi de orogenza alpină.

Provincia Africii de Est şi a Orientului Apropiat cuprinde rift-ul Est-African şi prelungirea acestuia în Asia Mică. Se remarcă munţii vulcanici Kilimanjaro, Kenya, Meru, Nyragongo, vulcanismul din Afar etc.

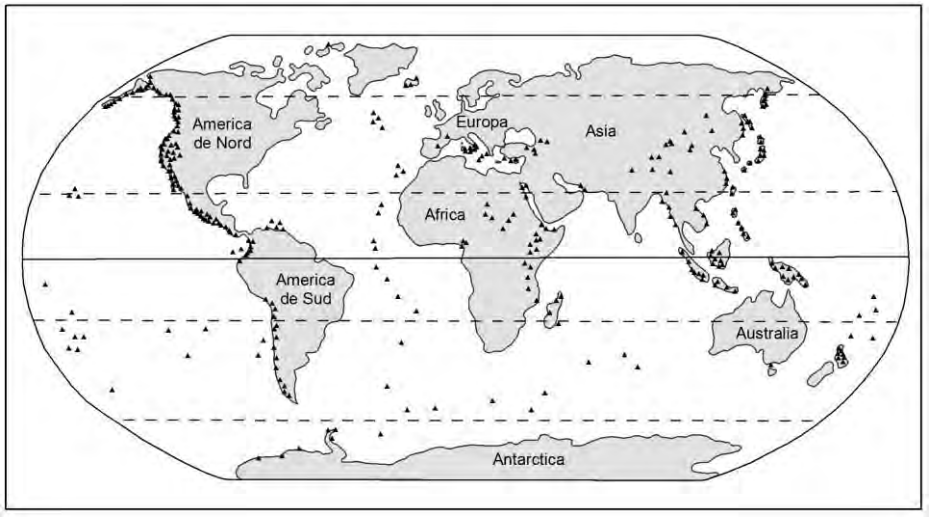


Fig. 5. 30. Răspândirea vulcanilor pe Terra

5.3.2.4. Mişcările seismice

Cu toate că mişcările seismice însoţesc şi celelalte mişcări ale scoarţei, ele sunt nelipsite atunci când se manifestă procese magmato-vulcanice. Cu studiul mişcărilor seismice se ocupă seismologia. Mişcările seismice sau cutremurele sunt mişcări bruşte ale scoarţei rezultate în urma descărcării tensiunilor acumulate, ca efect al mişcărilor tectonice sau al altor procese.

În altă ordine de idei, mişcarea plăcilor litosferice, vulcanismul, orogenezele, căderi de meteoriţi, prăbuşirile, activităţi miniere etc. sunt însoţite de schimbări rapide ale poziţiei corpurilor geologice, procese care determină apariţia seismelor sau a cutremurelor de pământ. Ca urmare trebuie reţinut că, seismele sunt rezultatul tuturor acestor procese, şi nu faptul că seismele sunt răspunzătoare de apariţia faliilor, a crăpăturilor, a dislocaţiilor, a denivelărilor scoarţei etc., deoarece nu este adevărat. Toate aceste procese sunt rezultatul unor descărcări ale tensiunilor acumulate în scoarţă, care sunt însoţite de seisme. Deci nu seismele determină procesele tectonice, ci ele sunt doar rezultatul manifestării acestora.

În zonele de expansiune și pe falii transformante se formează cutremure de mică adâncime, în timp ce în zonele de compresiune cutremurele se întâlnesc la toate adâncimile, de la suprafață până la 700 km adâncime. Îndeosebi în fața arcurilor insulare, unde se află o fosă, cutremurele se formează pe suprafețe înclinate, denumite plan Benioff (Bleahu, 1983). Analiza poziției cutremurelor și a mecanismelor de focar, au adus informații despre înclinarea planului de subducție. S-a confirmat astfel, și dintr-un alt domeniu de cunoaștere, dinspre seismologie, schema dinamică după care are loc subducția plăcilor tectonice (Bleahu, 1983). De asemenea, cunoașterea vitezei de propagare a undelor seismice a permis atât determinarea zonelor în care plăcile sunt supuse forțelor de compresiune sau de tensiune, cât și solicitările la care sunt supuse.

Locul de origine a seismelor se numește hipocentru. Adâncimea lor variază între 10 și 700 km, în funcție și de poziția pe care o au pe Planul Benioff (fig. 5. 31). Din hipocentru vibrațiile se propagă în toate direcțiile, inclusiv către suprafața terestră, unde se resimte cea dintâi puternică vibrație, în punctul denumit epicentru. Din hipocentru pornesc două tipuri de unde: longitudinale (cu viteze de 7 – 13 km/s) și transversale, când unda este perpendiculară pe direcția propagării (cu viteze de 4 – 7 km/s). La suprafață, în jurul epicentrului se propagă unde ondulatorii concentrice (Cioacă, 2006).

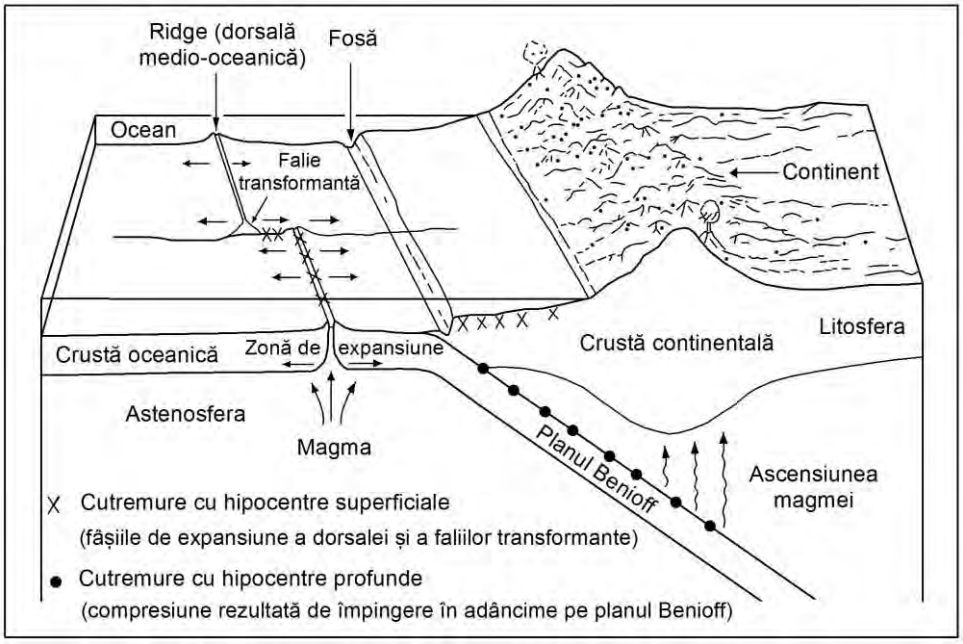


Fig. 5. 31. Blocdiagramă reprezentând paternitatea seismelor la hipocentrele profunde din lungul Panului Benioff (unde are loc o mișcare de subducție) sau la cele aproape de suprafață (unde are loc o expansiune în lungul dorsalei medio-oceanice) (mișcare de subducție este însoțită de seismicitate activă și ascensiune magmei) (Cioacă, 2006, p. 61)

Cutremurele se manifestă prin şocuri succesive de durate scurte, fapt care le permite diferenţierea în funcţie de magnitudine (scara Richter) şi intensitate (scara Mercalli).

Magnitudinea cutremurelor este influenţată de poziţia faţă de epicentru şi de tipul rocilor prin care se propagă undele seismice. Magnitudinea este valoare intrinsecă a unui seism, independent de locul în care se află aparatele care calculează energia descătuşată, de efectele asupra populaţiei şi aşezărilor (Cioacă, 2006). Valorile merg până la 10, cifră considerată a fi limita superioară, ţinând cont de soliditatea rocilor.

Intensitatea seismelor se măsoară pe scara Mercalli. Ea se referă la aprecierea pagubelor produse de un seism şi are 12 diviziuni (I – seismul nu este perceput de persoane şi nu înregistrează pagube, XII – distrugerea este totală, obiectele sunt aruncate în sus, au loc modificări ale reliefului).

Teritoriile cu cele mai frecvente manifestări seismice sunt: dorsalele oceanice, zonele de subducţie (pe planul Benioff), zonele de coliziune a plăcilor continentale, ariile vulcanice din rifturi, de la partea superioară a panaşelor manta etc. Se remarcă în acest sens cercul seismic circumpacific (el corespunde cu zonele de subducţie şi cu cercul vulcanic circumpacific), aria seismică mediteraneeană, aria est-africană (de la Golful Aden şi Marea Roşie până la marile lacuri africane), aria indiană, seimele din partea centrală a Oceanului Atlantic (de la Insulele Tristan de Cuhna până în Islanda), cele din regiunea Venezuelei şi a Antilelor, aria seismică din lungul văii Rinului, aria seismică din Vrancea etc.

Pe Terra există însă şi regiuni aseismice, cum sunt Scutul Finoscandinav, Platforma Rusă, Scutul Canadian, Scutul Australian, African, Argentinian şi mai ales continentul Antarctica.

Mişcările seismice au o serie de consecinţe în mediu: declanşarea alunecărilor de teren, declanşarea avalanşelor, deplasări ale grohotişurilor, generarea valurilor de tip tsunami, accelerarea mişcării gheţarilor, apariţia şi dispariţia izvoarelor, prăbuşiri ale tavanelor unor peşteri, formarea lacurilor de baraj natural, distrugerea edificiilor antropice, persoane rănite, pierderi de vieţi omeneşti etc.

5.4. RELIEFUL STRUCTURAL

Relieful structural reprezintă ansamblul de forme pe care agenţii externi îl creează, pe diferite tipuri de structuri geologice (Ielenicz, 2005).

Structurarea este o particularitate a majorităţii depozitelor geologice. Ea este destul de rar evidentă în depozite magmato-vulcanice, este frecvent întâlnită în depozitele metamorfice şi este specifică celor sedimentate.

Structurile geologice reprezintă forme de zăcământ ale corpurilor geologice. Modul lor variat de existenţă (orizontal, înclinat, ondulat, cutat, şariat, faliat etc.) se

datorează sedimentării, îndoirilor, deformațiilor tangențiale și disjunctive, basculărilor tectonice etc. Prin modul de aranjare, structurile geologice apar în câmpul agenților modelatori ca discontinuități (Mac, 1980).

În procesul genetic, alături de proprietățile pe care le primesc, rocile au și un anumit mod de dispunere spațială, adică o structură specifică (Ielenicz, 2005). Ea se întâlnește în situații variate, atât ca mod de grupare a rocilor cât și ca extindere pe verticală sau în suprafață. Structura depozitelor, prin caracteristicile ei, va direcționa acțiunea agenților externi, determinând în cele din urmă crearea unor forme de relief distinct, atât la nivel de detaliu, cât și al reliefului de ansamblu (dispunerea interfluviilor, a văilor, a tipurilor de versanți etc.). Practic, formele de relief al căror contur exterior s-a format prin intersectarea straturilor, alcătuiesc relieful structural.

De asemenea, formele reliefului structural poartă pecetea stilului specific al structurii, pus în evidență de către agenții externi care le-au sculptat.

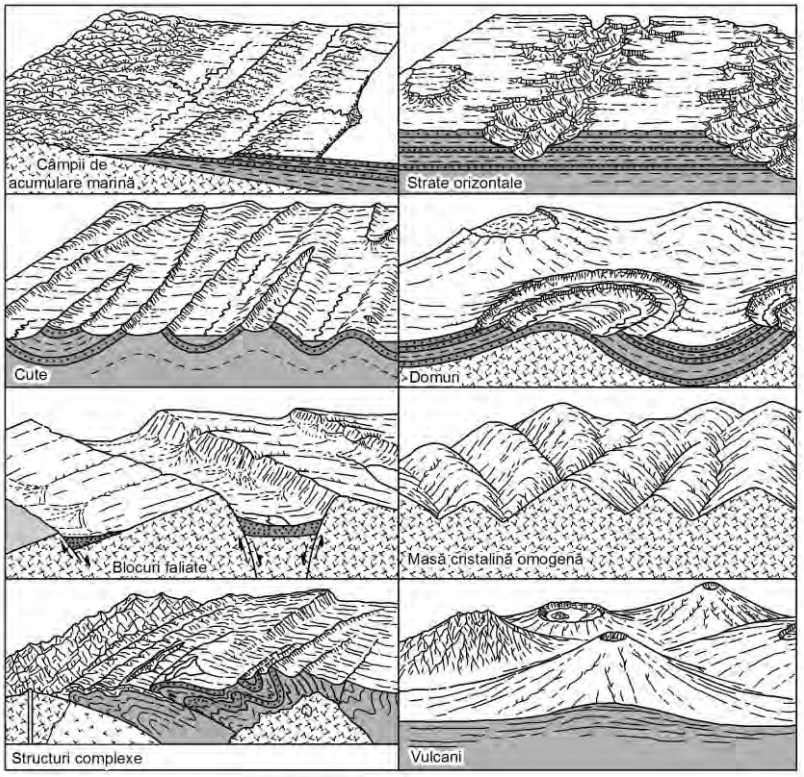


Fig. 5. 32. Tipuri de structuri (Strahler, 1973, p. 509)

Afirmarea structurii este legată atât de factori specifici (extensiunea spațială, gradul de fragmentare tectonică), cât și de factori de natură petrografică (structurile

alcătuite din roci mai dure se modelează mai greu, dar se păstrează mai mult în timp), climatică etc.

În funcție de dispunerea straturilor, relieful poate fi impus de structuri orizontale, monoclinale, boltite, diapire, cutate, șariate, faliate (fig. 5. 32).

Prezența unui anumit tip de structură, pe care își consumă energia agenții externi, determină crearea unor forme de relief, care pe măsură ce evoluează pune tot mai bine în evidență structura. Poziția formelor de relief de detaliu și păstrarea lor depinde atât de grosimea straturilor, cât și de alternanța straturilor cu durități diferite etc.

5.4.1. Relieful structurilor orizontale

Structurile orizontale sau tabulare sunt cele în care straturile geologice își păstrează forma rectilinie și așezarea paralelă în plan orizontal, în raport cu planul de stratificare (Mac, 1980). Ele sunt alcătuite din straturi aclinale (declivitate sub 1°), dispuse unele peste altele, având rezistențe și grosimi diferite (Cioacă, 2006). Astfel de structuri le corespund părților centrale ale bazinelor de sedimentare.

Formarea unui relief expresiv pe structurile orizontale are loc în condițiile existenței unei alternanțe de straturi cu durități diferite. Dintre agenții externi, apa în stare lichidă, organizată sub formă de rețea hidrografică este cea care reliefează cel mai bine structurile orizontale.

Dintre formele de relief care rezultă se remarcă suprafețele structurale, văile, terasele structurale, brânele, poliţele, martorii structurali, abrupturile, cornișele, glacisurile etc. (fig. 5. 33.) Sub aspect dimensional ele vor fi influențate de grosimea straturilor, de numărul alternanțelor de straturi, de adâncimea pe care structurile sunt intersectate de văi. Nota de specificitate a reliefului în structuri orizontale este dată se simetria formelor.

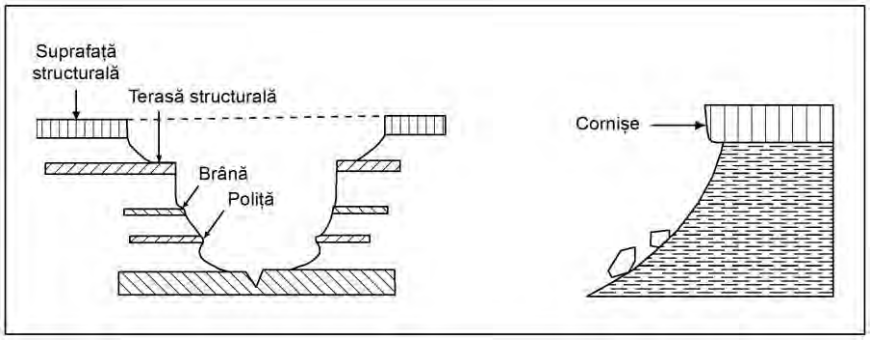


Fig. 5. 33. Forme de relief pe structurile orizontale (Posea et al., 1976, p. 315)

Suprafețele structurale se prezintă sub formă de platouri păstrate între văile care s-au adâncit în structurile tabulare. Înclinarea lor nu depășește 1° – 2°, decât

excepțional. Ele pot fi primare, atunci când reprezintă straturile mai dure care închid seria sedimentară a coloanei stratigrafice, sau derivate (Mac, 1980), când sunt grefate pe un strat mai dur din adâncime, după ce anterior eroziunea a îndepărtat o parte din straturile de la partea superioară. Comparativ cu suprafețele primare, cele derivate vor fi mai fragmentate, dispuse în trepte și ușor vălurite în profil transversal. În funcție de poziția lor altitudinală, suprafețele structurale pot fi câmpii (Bărăganul și alte sectoare tabulare din Câmpia Română), șesuri (în depresiunile intramontane), platouri sau podișuri (Dobrogea de Sud).

Văile în structuri orizontale se remarcă prin prezența unor versanți cu profil mixt, în care apar forme de relief de detaliu (Mac, 1980):

- terase structurale - suprafețe de formă alungită, mărginite de taluzuri înclinate;
- polițe structurale - formate când sub treapta structurală este prezentă o surplombă;
- brâne structurale - puse în evidență de un strat mai dur, dar pe o secțiune restrânsă;
- cornișe - se prezintă sub forma unor fronturi proeminente, menținute de straturi dure de grosimi de ordinul sutelor de metri.

Prezența unor straturi mai moi la baza cornișei, care sunt afectate de eroziune, determină subminarea și retragerea ei. Dezvoltarea unor formațiuni torențiale, determină fragmentarea frontului inițial, din care vor rămâne doar martori structuralo-erozivi (fig. 5. 34). Aceștia sunt încadrați de taluzuri concave de tip glacis, cu atât mai dezvoltate, cu cât pachetul de straturi mai moi de la bază este mai gros.

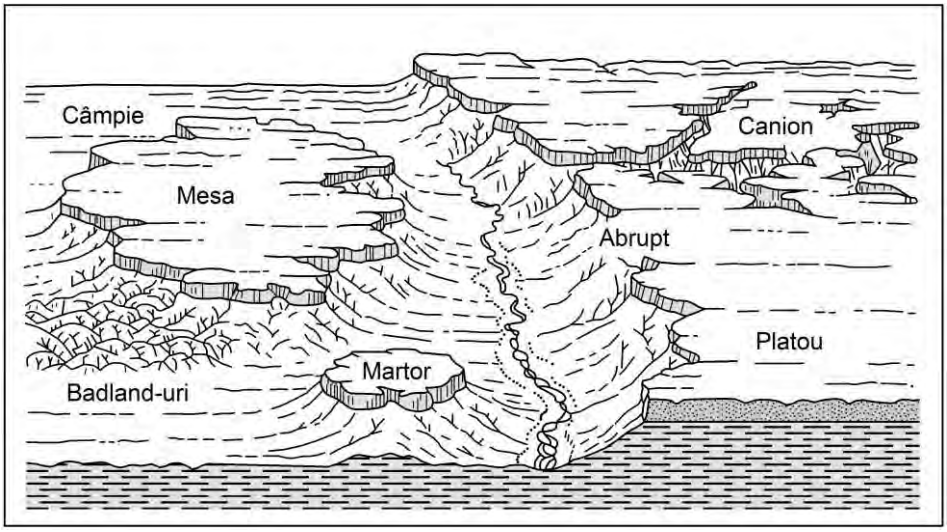


Fig. 5. 34. Evoluția reliefului pe structură orizontală (Strahler, 1973, p. 515)

Prezența unei structuri orizontale, alcătuite dintr-o alternanță de straturi cu durități diferite, este evidențiată și de către morfologia albiilor. Dacă acestea sunt sculptate în pachete de roci mai moi vor fi largi, pe când la traversarea unor roci mai dure ele se vor îngusta.

Un tip aparte de vale în structuri orizontale este **canionul**. El este o vale adâncită uneori cu peste 1.000 m în rocile sedimentare, cu versanți abrupți ce au frecvente rupturi de pantă. De exemplu, în cazul marelui Canion al fluviului Colorado din Arizona (SUA), datorită traseului sinuos, la coturi apar martori de eroziune, iar la confluențele cu afluenții creste de intersecție. Versanții acestuia prezintă numeroase trepte și abrupturi rezultate din modelarea intercalațiilor de gresii, calcare, șisturi argiloase depuse în grosimi variabile, repetate pe zeci și sute de metri (Ielenicz, 2005).

5.4.2. Relieful structurilor monoclinale

În cadrul structurilor monoclinale straturile înclină în aceeași direcție cu câteva grade (2^o – 10^o) și pe suprafețe de ordinul sutelor de kilometrii pătrați; există și excepții când înclinarea poate să meargă până la verticală. Înclinarea poate fi atât rezultatul modului de sedimentare, cât și al mișcărilor tectonice ulterioare, care deranjează straturi depuse inițial orizontal.

Sub aspect morfologic, scoaterea în evidență a unei astfel de structuri are loc cel mai eficace prin intermediul rețelei hidrografice. Inițial se formează o rețea hidrografică consecventă, a cărei afluenți adaptați litologiei și structurii, degajă capetele de straturi tocmai în sectoarele de minimă rezistență (Mac, 1980). Afluenții prin poziția lor față de înclinarea straturilor formează văi subsecvente. Și în acest caz, un rol important îl are prezența unei alternanțe a straturilor alcătuite din roci mai dure (gresii, tufuri etc.) cu cele alcătuite din roci mai friabile (argile, marne, nisipuri).

În categoria formelor de relief specifice structurilor monoclinale se remarcă văile și cuestele. Alături de formele majore se întâlnesc și forme de detaliu de tipul teraselor structurale, polițelor, taluzurilor, martorilor structurali etc.

Văile din structurile monoclinale se clasifică în funcție de poziția pe care o au față de înclinarea straturilor. Se deosebesc în acest sens: văi consecvente, obsecvente, subsecvente, resecvente și diasecvente (fig. 5. 35).

Văile consecvente sunt cele care au direcția de curgere conform cu înclinarea straturilor. Ele sunt printre primele văi care s-au instalat pe structura monoclinală după exondarea și înălțarea teritoriilor respective. Fiind adâncite în straturi cu durități diferite, vor primi aspect de cheie sau clisură la trecerea peste fronturi de cuestă (fig. 5. 36) și de uluc depresionar, cu afluenți subsecvenți între aliniamentele de cueste (Mac, 1980).

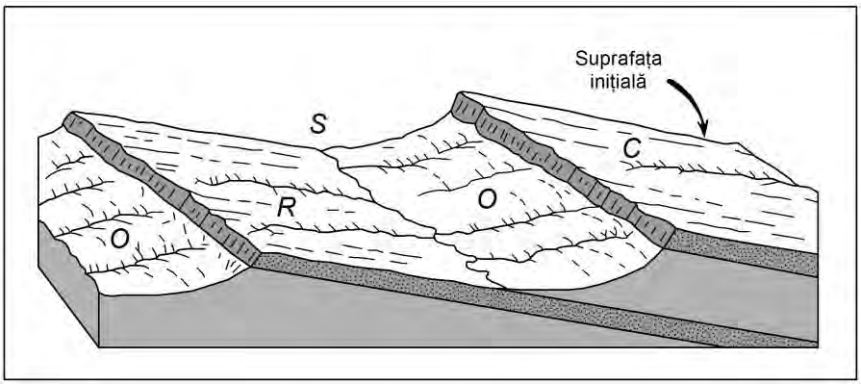


Fig. 5. 35. Tipuri de văi în funcție de structură; C - vale consecventă; S – vale subsecventă; O – vale obsecventă; R – vale resecventă (Strahler, 1973, p. 511)

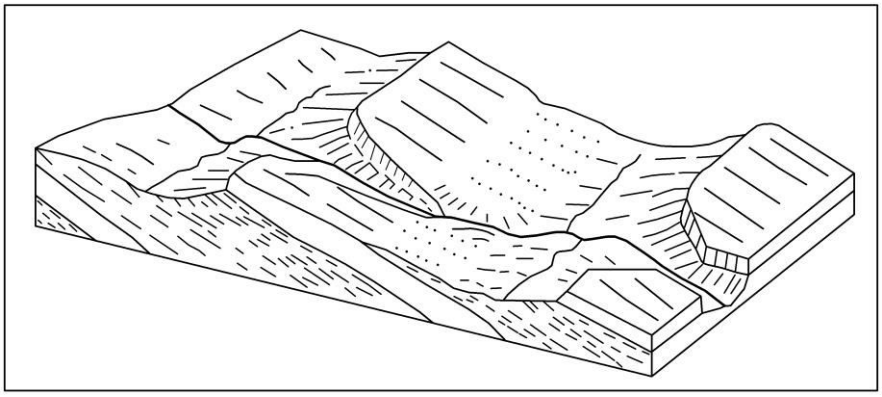


Fig. 5. 36. Văi consecvente primare (Mac, 1980, p. 68)

Văi obsecvente au direcția de curgere contrar înclinării straturilor. Ele sunt caracteristice versanților abrupți, de tip front de cuestă. Acest lucru determină ca văile să fie scurte, cu valori ale pantei albiei în general de peste 7^{o} și cu un caracter torențial al scurgerii. În condițiile în care nu intersectează un acvifer, caracterul scurgerii este nepermanent, fiind întreținut doar de apa provenită din precipitații. Profilul longitudinal al văilor obsecvente este unul cu rupturi de pantă, întreținute de straturile cu durități diferite, în care sunt grefate. De exemplu, straturile mai dure pot funcționa ca nivele de bază locale, în spatele cărora se formează bazinete suspendate.

Văi subsecvente se formează în urma menținerii cursului unui râu perpendicular pe direcția de înclinare a straturilor. Dezvoltarea lor la baza fronturilor de cuestă le determină un profil transversal asimetric. Unul dintre versanți devine abrupt, prezent sub forma unui front de cuestă, iar celălalt rămâne lin și prelung, de tipul unui revers de cuestă. Tendința evolutivă a văilor subsecvente este de lărgire prin abatere laterală.

Când văile subsecvente se dezvoltă semnificativ în lateral se ajunge la formarea unor culoare de vale cu aspect depresionar. Pentru desemnarea lor se folosește și termenul de ***depresiune subsecventă***.

Văile resecvente înclină și ele la fel cu straturile, dar prin dezvoltarea lor restrânsă, care se limitează doar la un revers de cuestă, alcătuiesc o categorie distinctă. Sunt așadar văi scurte, cu valori ale pantei albiei de 2-5^o, care se vărsă obligatoriu într-o vale subsecventă.

Văile diasecvente sunt cele au un curs în diagonală față de direcția înclinării straturilor (Cioacă, 2006).

Cuesta este o formă de relief asimetrică delimitată de două văi subsecvente. În componența ei intră un versant abrupt, denumit fruntea cuestei, și unul ușor înclinat, reprezentat de către reversul cuestei. Linia care unește frontul cu reversul poartă denumirea de muchie (fig. 5. 37).

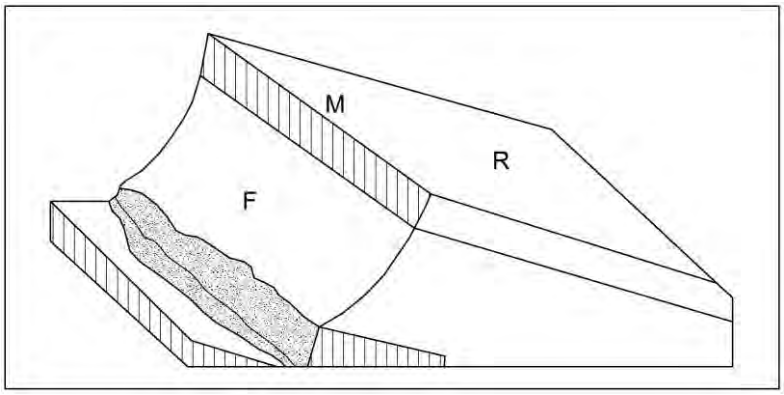


Fig. 5. 37. Elementele cuestei; F – front, R – revers, M - muchie (Mac, 1980, p. 67)

Fruntea cuestei este menținută de capetele straturilor înclinate. Dacă la partea superioară este prezent un strat mai dur sub muchie se formează o cornișă. Când fruntea este masivă și se întinde unitar pe distanțe de ordinul kilometrilor se numește *front de cuestă*. Evoluția lui este legată de eroziunea laterală efectuată de râurile subsecvente, precum și de procesele de versant, favorizate atât de o litologie alcătuită din roci cu duritate diferite, cât și de valori ale declivității de peste 7-12^o. În categoria proceselor de versant se remarcă alunecări de teren, surpări, rostogoliri, procese de ravenare, scurgere torențială etc. Frontul de cuestă are de obicei un profil transversal concav orientat invers direcției de înclinare a straturilor.

Reversul cuestei se prezintă sub forma unei suprafețe uniform înclinate, în direcția în care înclină straturile. Poate să coincidă cu suprafața structurală primară sau să fie o suprafața structurală derivată formată prin eroziune. Reversul cuestei ajunge să fie fragmentat atât de văile consecvente, cât și de cele resecvente. Când înclinarea reversului ajunge la valori de 25 – 30^o, împreună cu frontul cuestei

alcătuiesc o formă de relief, care se numește *hogback*. Acesta este așadar o cuestă aparte, păstrată sub forma unui interfluviu asimetric. Situația este dată de înclinarea mare a straturilor, ceea ce face ca atât suprafața structurală, cât și cea care retează straturile să aibă valori similare ale pantelor.

Se poate concluziona că, prezența unei structuri monoclinale va determina ca toate suprafețele care înclină în același sens cu straturile să aibă pante line, iar cele care înclină contrar să fie abrupte. Practic locul simetriei este luat de asimetrie.

5.4.3. Relieful structurilor boltite

Structurile ondulate sunt specifice bazinelor sedimentare, care ulterior au fost afectate de mișcări tectonice, care au condus la boltirea sub formă de dom a straturilor. Astfel de structuri se întâlnesc în Bazinul Parizian, sudul Angliei etc. Ele sunt puse în evidență de către rețeaua hidrografică, care se grefează la început pe flancurile domului, pentru ca ulterior, valorificând neuniformitățile litologice existente să ajungă în partea centrală a acestuia și să-l străpungă (fig. 5. 38).

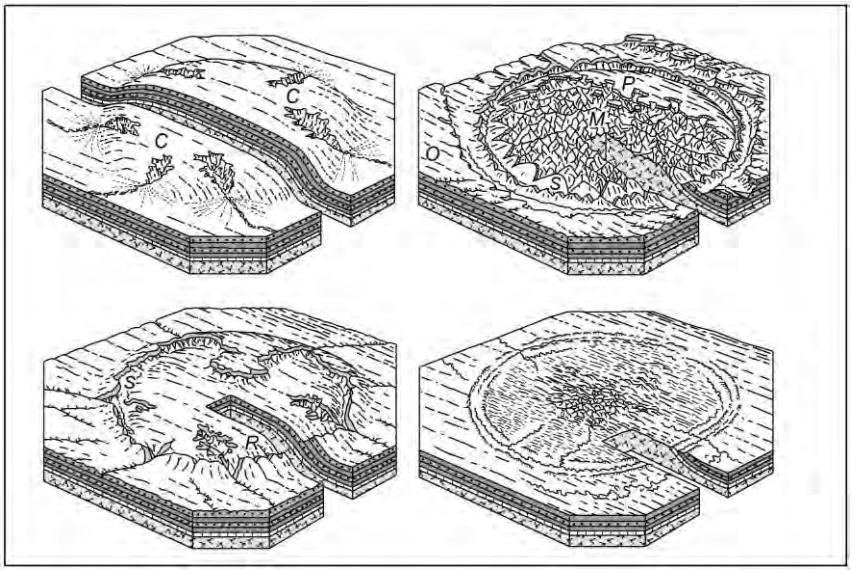


Fig. 5. 38. Stadii în evoluția unui dom; C – vale consecventă, S – vale subsecventă, P – platou în centrul domului, M – munți din roci cristaline, O straturi orizontale în jurul domului, R – vale resecventă (Strahler, 1973, p. 523)

Dintre formele de relief se remarcă: culmi sub formă de domuri, butoniere, cueste, suprafețe structurale,

Culmile sub formă de domuri reprezintă formele primare neafectate de eroziune. Ele păstrează pe cât posibil forma inițială a boltirii primare. Se remarcă în acest sens Colinele Negre (Black Hills) din S.U.A. și Domul Weald din Anglia de Sud.

Cuestele, de obicei de formă circulară, au frontul spre interiorul structurii. Ele sunt rezultatul adaptării rețelei hidrografice la structură (fig. 5. 39).

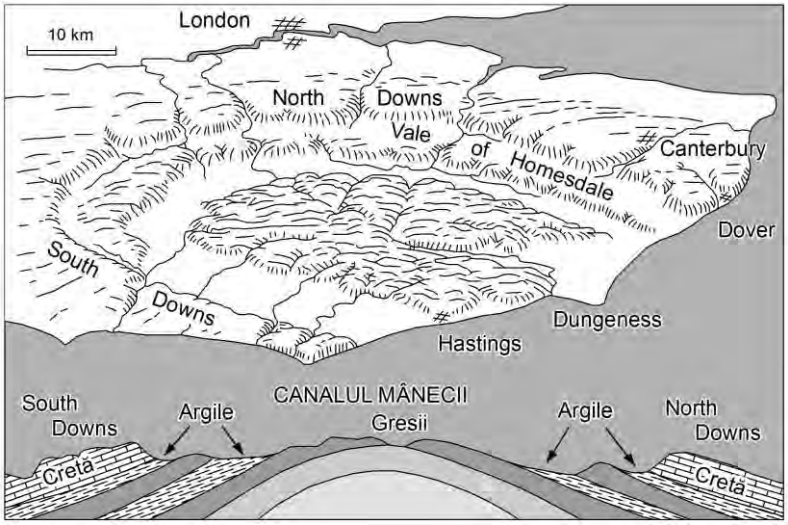


Fig. 5. 39. Domul Weald din sud-estul Angliei (Lobeck, 1939, citat de Strahler, 1973, p. 522)

Suprafețe structurale înclină periferic și sunt strâns legate de prezența cuestelor. Pot fi primare, reprezentând flancurile domului, sau derivate ca efect al modelării prin intermediul rețelei hidrografice și a proceselor de versant.

Butonierele se formează în urmă golirii complete, prin eroziune, a părții centrale a domurilor (fig. 5. 40). Responsabilă este și în acest caz rețeaua hidrografică, care prin adaptare la structură generează în partea centrală a structurii o excavație înconjurată de cueste circulare (Mac, 1980). Inițial se formează butoniere incipiente, care de obicei corespund cu sectoarele de obârșie a văilor, de unde și denumirea de butoniere de obârșie; ele sunt rezultatul înaintării regresive a torenților în flancul domului. Prin continuarea eroziunii are loc golirea domului, retragerea cuestelor și formarea în partea centrală a acestuia a unei depresiuni – butoniera. În cadrul acesteia se pot păstra **martori de eroziune**, pe straturile alcătuite din roci mai dure.

Butoniera poate fi deschisă într-o singură parte (butoniera de la Leghia și Bica, din Podișul Someșan) sau în două direcții (butoniera domului Zau de Câmpie, din Câmpia Transilvaniei, un dom rezultat totuși în urma efect diapir, cel al sării). Se întâlnește și situația în care nucleul structurii de tip dom să fie alcătuit din roci mai dure, de obicei vulcanice, comparativ cu sedimentarul acoperitor. În astfel de situații, eroziunea poate degaja nucleul mai dur de sedimente, iar periferic lui, în partea centrală a domului să rămână două butoniere simple, drenate fiecare de câte o vale subsecventă (Mac, 1980). Se remarcă în acest sens butoniera „Pays de Bray” din Normandia și

butoniera de la Moigrad (Mac, 1980). Când ondulațiile straturilor sunt de tip branhianticlinal se formează butoniere alungite care pot atinge zeci de kilometri.

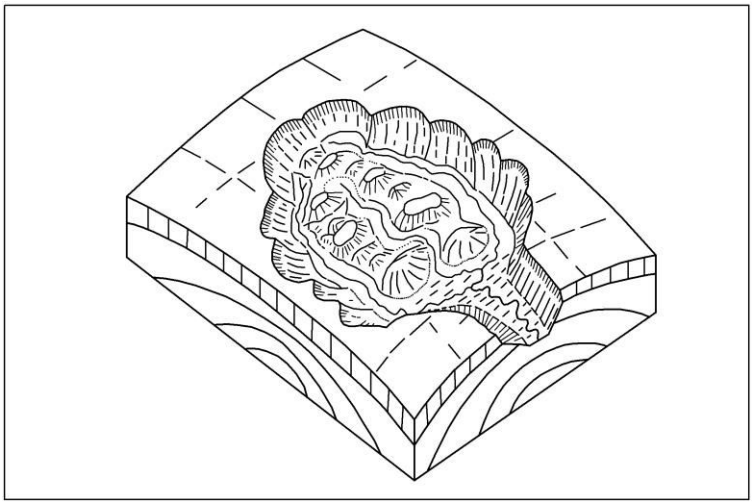


Fig. 5. 40. Butonieră (Posea et al., 1976, p. 326)

5.4.4. Relieful structurilor diapire

Termenul diapir provine din grecescul ***diapeirein***, care înseamnă a străpunge. El a fost introdus în literatura de specialitate de către L. Mrazec (1906, citat de Pauliuc şi Dinu, 1985), pentru a definii cutele cu sâmbure nucleu de străpungere. Conform definiției date de el, cutele diapire sunt structuri anticlinale, cu nucleul format din roci plastice (sare, ghips, argile, roci magmatice etc.), care străpung straturile acoperitoare. Diapirismul este considerat procesul geologic, prin care materialele situate inițial la nivele mai adânci în scoarță au străpuns sau par a fi străpuns roci situate la adâncimi mai mici (Pauliuc şi Dinu, 1985). Chiar dacă în trecut la diapirism erau incluse şi intruziunile magmatice, la care punerea în loc a nucleului se realizează la temperaturi înalte, prin asimilare magmatică şi prin injecție sub presiune, în prezent sunt considerate doar procesele de injecție în stare solidă a unor roci sedimentare, magmatice sau metamorfice (sare gemă, ghips, argile, serpentinite etc.).

Elementele structurilor diapire. O structură diapiră are mai multe elemente (Pauliuc şi Dinu, 1985): sâmburele, complexul din acoperiş sau de boltă, flancurile şi complexul din culcuş (fig. 5. 41).

Sâmburele, care mai este denumit şi nucleul structurilor diapire este constituit din roci relativ plastice. Când sunt alcătuite dintr-un singur tip de rocă, de exemplu sare gemă, nucleele se consideră omogene. Dacă au în componență mai multe tipuri de roci, dispuse amestecat, (sare gemă, ghips, blocuri de calcare sau de serpentinite), ele se consideră eterogene.

Majoritatea structurilor diapire au nuclee alcătuite din evaporite (sare, ghips, anhidrit etc.), dar există și excepții. De pildă se întâlnesc nuclee constituite din turbă, cărbuni, sau chiar gheață pleistocenă, care străpung depozite sedimentare deltaice, așa cum se întâmplă în delta fluviului Mackenzie (Pauliuc și Dinu, 1985). Comparativ cu rocile structurilor înconjurătoare, nucleele structurilor diapire au o densitate mai scăzută și o plasticitate mai mare.

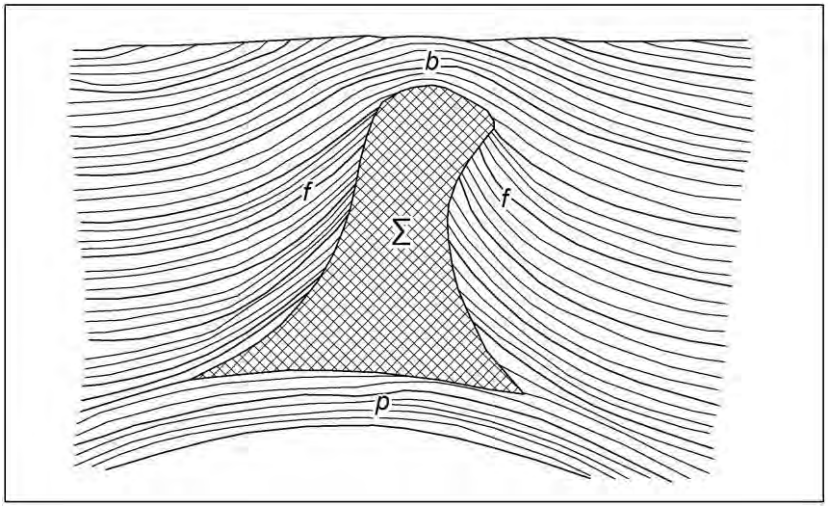


Fig. 5. 41. Elementele unei structuri diapire
(Dumitrescu, 1962, citat de Pauliuc și Dinu, 1985, p. 255)

Complexul din acoperiș sau de boltă este constituit din straturile care au fost boltite, fără însă a fi străpunse de nucleu; complexul poate avea formă de dom, de branhianticlinal sau de anticlinal propriu-zis. Straturile care alcătuiesc complexul de acoperiș au grosimi mai mici în zona apicală a structurilor, comparativ cu cea din axele sinclinalelor înconjurătoare (Pauliuc și Dinu, 1985). În cazul multor diapire, la partea superioară nucleul este acoperit de o pătură formată din roci cu densitate mai mare decât cea a sării. În componența ei intră anhidrit și gipsuri în amestec cu material carbonatat și argilos. Ele reprezintă pălăria sării, când este vorba de sare, sau cap rock-ul (Grasu, 1997). Dacă nucleul este alcătuit din sare, pălăria sării se formează prin acumularea materialelor mai greu solubile existente în masa sării, pe măsură ce partea superioară a acesteia se dizolvă în contact cu ape dulci, capabile să dizolve și să antreneze sarea (Pauliuc și Dinu, 1985).

Flancurile structurilor diapire sunt alcătuite din straturi a căror înclinare crește pe măsura apropierii de nucleu, unde pot fi redresate până la verticală, din cauza străpungerii lor de către nucleul diapir.

Complexul din culcuș este mai puțin cunoscut, din cauza adâncimilor de 3.000 – 10.000 m la care se află. Pe baza datelor geofizice și de foraj se consideră că

are o structură alcătuită straturi orizontale, în zonele relativ stabile tectonic, care sub nucleele diapire devine una sinclinală. În zonele de orogen, în care diapirismul este legat de compresiuni laterale, complexul din culcușul structurilor diapire are o structură anticlinală (Pauliuc și Dinu, 1985).

Dintre criteriile utilizate în clasificarea structurilor diapire, pentru identificare formelor de relief specifice, se evidențiază criteriul formei pe care o au în secțiune verticală nucleele diapire. Se remarcă în acest sens diapire deschise, al căror nucleu ajunge la suprafața terestră, și diapire închise sau criptodiapire; nucleul celor din urmă se găsește la diverse adâncimi.

Formarea unui relief specific se leagă inițial de existența unui nucleu de roci cu comportament plastic, apoi de migrarea acestuia pe verticală, de încovoierea și străpungerea nucleului ondulației structurii; nu este obligatoriu ca străpungerea să aibă loc de fiecare dată.

Relieful structurilor diapire este prezent sub formă de culmi sau bombări doar atunci când nucleul diapir nu a ajuns până la suprafață. O astfel de situație se întâlnește în partea centrală a Depresiunii Transilvaniei, unde migrarea sării a determinat boltirea straturilor sub formă de domuri și branhianticlinale diapire. Pe măsură ce au fost exondate, rețeaua hidrografică s-a adaptat la structura de tip dom pe care au modelat-o. Eroziunea fluvială este cea care a deschis multe domuri și le-a transformat partea superioară în veritabile butoniere. Se remarcă butonierele de la Sărmășel, Nadăș, Delenii, Tăuni etc. (Irimuș, 1998). Unele domuri din Depresiunea Transilvaniei sunt fragmentate transversal de către rețeaua hidrografică, așa cum este în cazul domurilor Bogata, Ogra-Sânpaul, Copșa Mică etc.

Situația se schimbă radical când nucleul diapir ajunge la suprafață, așa cum se întâmplă de exemplu la Praid. El permite formarea butonierelor excavate, înconjurate de cueste, așa cum este în cazul butonierei de la Sic, situată în nord-vestul Câmpiei Transilvaniei (Mac, 1980). Dacă cu timpul eroziunea ajunge la elementul diapir, care poate fi sarea, așa cum este în cazul Băilor Sărate – Turda, se formează depresiuni de dizolvare.

Alături de formele de relief, care țin doar de structura de diapir, se remarcă numeroase procese geomorfologice, de tipul alunecărilor de teren, curgerilor noroioase, surpărilor etc., întreținute de prezența argilelor impregnate cu ape sărate. Exemple tipice sunt pe Valea Sărată lângă Turda, la Ocna Dejului, la Ocna Sibiului etc.

5.4.5. Relieful structurilor cutate

Cutele sunt forme structurale caracteristice formațiunilor stratificate cum sunt rocile sedimentare și corespondentele lor metamorfice (Grasu, 1997). Un strat se consideră cutat când o suprafață de referință a acestuia, plană anterior cutării, devine apoi ondulată.

Astfel de structuri sunt în majoritatea cazurilor, rezultatul deformării straturilor sub formă de ondulații, ca efect al presiunilor laterale sau tangențiale. Înclinarea lor depinde de intensitatea procesului tectonic.

Elementele cutelor. Când straturile sunt cutate, un plan de stratificare inițial orizontal se transformă într-o suprafață cu căderi variabile; o astfel de suprafață are următoarele elemente (Pauliuc și Dinu, 1985, Grasu, 1997):

- creasta cutei - este linia care unește punctele cele mai ridicate ale unei suprafețe de strat cutate (fig. 5. 42);

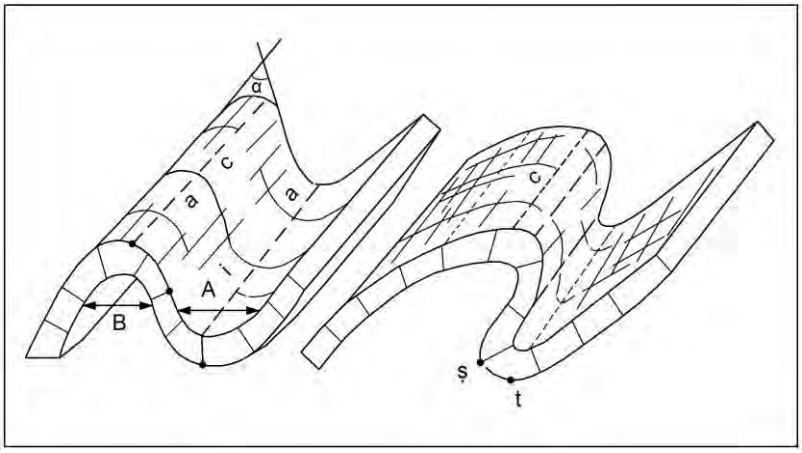


Fig. 5. 42. Elementele geometrice ale unei cute; c –linie de creastă, ș – șarniera, α - unghiul de deschidere a cutei, t – talpa, a – axul cutei, A – albie sinclinală, B – boltă anticlinală, i – punctul de inflexiune (Grasu, 1997, p. 86)

- talpa cutei - reprezintă partea cea mai de jos a unui strat cutat; la cutele verticale corespunde cu șarniera;

- linia de talpă - este cea care unește punctele cele mai coborâte topografic ale suprafeței unui strat din cadrul sinclinalului;

- șarniera - reprezintă linia care unește punctele de maximă curbură a suprafeței unui strat din constituția cutei; șarniera anticlinalului reprezintă creștetul sau creasta cutei, în timp ce șarniera sinclinalului se numește șa;

- suprafața sau planul axial - este suprafața care unește șarnierele tuturor straturilor din alcătuirea unui anticlinal sau sinclinal;

- punctul de inflexiune - se găsește de o parte și de alta a liniei de curbură maximă; el corespunde cu locul în care sensul curburii se inversează, marcând trecerea de la bolta cutei la albia ei;

- unghiul de deschidere a cutei - este dat de tangentele duse la punctele de inflexiune poziționate de o parte și de alta a șarnierei;

- flancurile cutei -reprezintă suprafețele care unesc bolta cu albiile;

- bolta cutei - este locul de racordare a flancurilor anticlinalului; la nivelul boltei înclinările scad treptat şi îşi schimbă sensul;

- albia cutei - este locul de racordare a flancurilor sinclinalului; şi aici înclinările straturilor scad treptat şi îşi schimbă sensul;

- axul cutei - rezultă din unirea punctelor de curbură maximă;

- lungimea unei cute - se referă la distanța măsurată pe orizontală în lungul planului axial între două terminații ale unei suprafețe reper;

- lungimea de undă - reprezintă distanța orizontală între șarnierele a două anticlinale sau sinclinale învecinate;

- elevația structurală a cutei - este distanța verticală între planurile orizontale, duse tangent la șarniera anticlinalului și șarniera sinclinalului;

- anticlinalul - este o cută care are convexitatea orientată în sus;

- sinclinalul - reprezintă cuta care are convexitatea orientată în jos;

Tipuri de cute. Dintre criteriile folosite în clasificarea cutelor se remarcă următoarele (Pauliuc și Dinu, 1985; Mac, 1980; Grasu, 1997):

- înclinarea planului axial: drepte, în evantai, înclinate, deversate, culcate, răsturnate (fig. 5. 43);

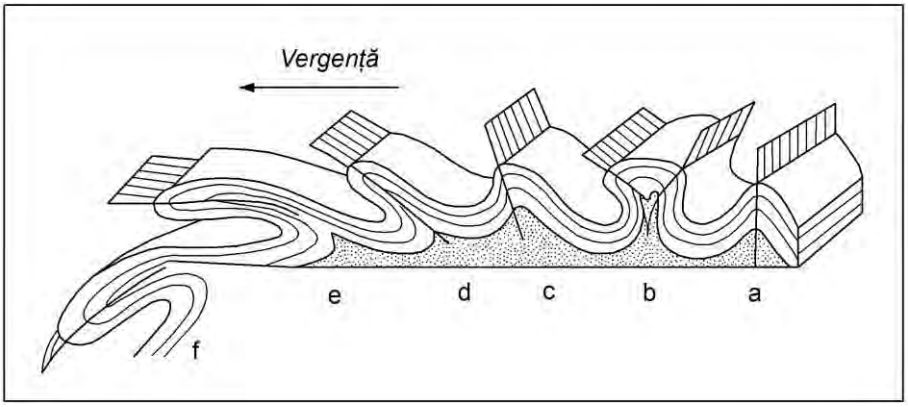


Fig. 5. 43. Tipuri de cute după poziția planului axial; a –drepte, b – evantai, c – înclinate, d – deversate, e – culcate, f – răsturnate (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 114)

- ecartul unghiular al flancurilor cutei: cute lungi, strânse, izoclinale, îngrămădite, cute koffer;

- după înclinarea flancurilor: cute normale, cute în evantai, cute izoclinale;

- după poziția planului axial: cute drepte, aplecate, deversate, culcate și răsturnate;

- după raportul de grosime dintre straturile componente: cute paralele, similare, neparalele;

- după raportul lungime – lățime: cute lungi, scurte sau brahicute, domuri, cuvete;

- după modul de grupare: cute izolate, cute grupate;
- după profunzime: cute de suprafață, cute de fund, pânze de șariaj.

O grupare distinctă o reprezintă sinclinoriile și anticlinoriile. Ele reprezintă structuri de mari dimensiuni formate din asociații de cute de ordin secundar, determinând o formă generală anticlinală, și respectiv sinclinală.

Anticlinoriul este o grupare de cute anticlinale și sinclinale, la care cutele din zona axială sunt mai ridicate, iar cele din zonele periferice sunt mai coborâte, fapt care determină ca înfășurătoarea șarnierelor anticlinale are convexitatea îndreptată în sus (Pauliuc și Dinu, 1985); pe scurt este un anticlinal, alcătuit dintr-o serie de cute mai mici (fig. 5. 44).

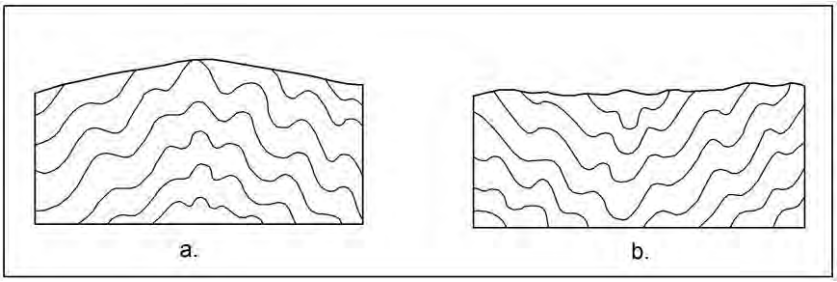


Fig. 5. 44. Anticlinoriu și sinclinoriu (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 118)

Sinclinoriul reprezintă o grupare de cute, care luate împreună alcătuiesc o structură sinclinală majoră (fig. 5. 44), la care înfășurătoarea liniilor de talpă are convexitatea orientată în jos (Pauliuc și Dinu, 1985).

Formele de relief ale structurilor cutate. Structura cutată influențează trăsăturile morfologice ale teritoriilor în care se găsește, îndeosebi prin tipul și stilul cutelor. Alături de particularitățile ce țin de structură, semnificativ este modul în care structurile cutate sunt afectate de eroziunea exercitată de agenții externi. În categoria acestora se remarcă îndeosebi apa în stare lichidă, care se manifestă prin procese de scurgere prin albii și pe versanți.

Spre deosebire de structurile orizontale și tabulare, care își păstrau aceeași conformație și după încheierea procesului de sedimentare, în cazul structurilor cutate lucrurile stau diferit. Diferența este introdusă de eroziune, care atacă creasta cutelor încă din momentul schițării lor, înlăturând straturile exterioare, pe măsură ce sunt exondate. În aceste condiții înainte de începerea modelării prin intermediul agenților externi, cutele nu mai sunt intacte. Acesta este și motivul pentru care în loc de forme de relief primare și secundare, în structurile cutate se vorbește de forme de concordanța directă, adică de corespondență între formă și structură, ceea ce nu mai presupune prezența straturilor inițiale, și forme de concordanță inversă (Mac, 1980). Autorul citat menționează că, poate fi o concordanță directă, atunci când structurile pozitive (anticlinalele) mențin forme pozitive, și inversă, în sensul că raportul între

structură şi formă se păstrează în privinţa poziţiei şi dimensiunilor, dar nu şi a caracterelor, adică cutele lor pozitive li se înscriu forme negative şi vice-versa.

Formele de concordanţă directă coincid cu profilul cutei: culme pe anticlinal, vale pe sinclinal (fig. 5. 45).

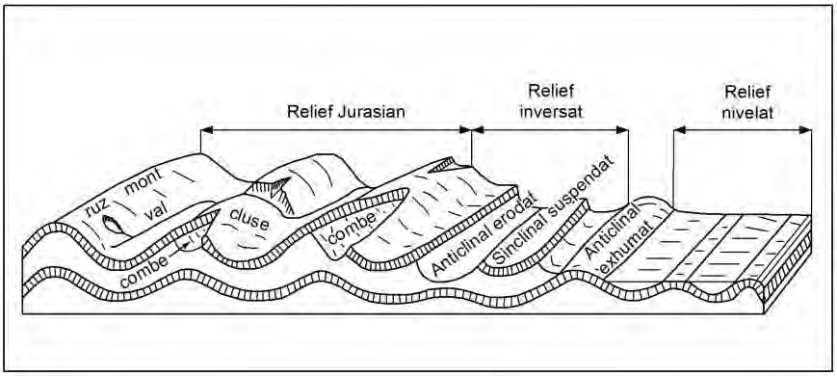


Fig. 5. 45. Evoluţia reliefului pe structuri cutate (Derruau, 1965, citat de Mac, 1980, p. 83)

Culmea de anticlinal se face remarcată prin faptul că forma culmii o împrumută pe cea a cutei. De reţinut, că suprafaţa topografică nu reprezintă partea superioară a cutei primare, ci un strat de mai jos, care a fost adus la zi prin eroziune; el fiind mai dur a menţinut conturul (Mac, 1980). Morfologia culmilor fiind influenţată de tipul cutelor, se prezintă sub aspecte variate: simetrică, asimetrică (deferlată), lată, îngustă, dreaptă sau sinuoasă etc. Pentru culmea de anticlinal în regiunea Munţilor Jura se foloseşte denumirea mont.

Valea de sinclinal se suprapune părţii negative a cutei, şi anume sinclinalului. Şi în acest caz există o neconcordanţă între suprafaţa topografică şi straturile iniţiale. Cauza o constituie fie acumulările de materiale provenite de pe versanţii aflaţi în plin proces de modelare, fie erodarea primului strat din axul sinclinalului de către reţeaua hidrografică.

În profil transversal văile pot fi simetrice sau asimetrice, în funcţie de tipul cutelor, şi de stadiul de evoluţie geomorfologică a teritoriilor respective. Văile primesc afluenţi de pe flancurile anticlinalelor din vecinătate, aceştia din urmă fiind un fel de văi consecvente, deoarece au aceeaşi direcţie cu înclinarea straturilor. Afluenţii aştern conuri aluviale în cadrul sinclinalelor, determinând de cele mai multe ori ridicarea patului aluvial al văilor principale. De asemenea, prin eroziunea regresivă, îndeosebi prin locurile de lăsare ale anticlinalelor, afluenţii pot trece în sinclinalele vecine, unde pot capta reţeaua hidrografică de acolo; şaua care se formează este socotită ca formă de concordanţă (Mac, 1980); în regiunea Munţilor Jura, afluenţii respectivi se numesc ruz, în timp ce văile principale val (fig. 5. 46).

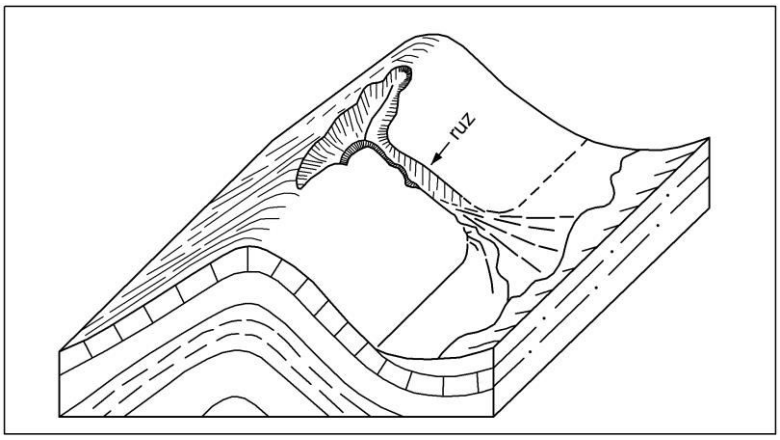


Fig. 5. 46. Butonieră de anticlinal (Posea et al., 1976, p. 336)

Formele de concordanță inversă sunt rezultatul atingerii unui stadiu în care are loc, ceea ce se numește, adaptarea indirectă la structură. Principalele forme de relief rezultate sunt: butoniera de anticlinal, valea de anticlinal, sinclinalul suspendat, la care se adaugă și forme asociate de tipul crestelor de intersecție, cuestelor, clisurilor etc.

Butoniera de anticlinal reprezintă o depresiune sculptată în bolta anticlinalului. Ea se formează în urma evacuării materialelor din axa anticlinalului, de către rețeaua hidrografică. Inițial se dezvoltă o rețea hidrografică torențială, cu scurgere temporală, care ulterior pe măsură ce își extinde bazinul hidrografic și intersectează acviferul, se poate permanentiza. Dacă butoniera primește o formă alungită, ea se numește combe în Jura (Mac, 1980).

Valea de anticlinal se formează prin extinderea butonierelor în bolta anticlinalului. Se ajunge ca partea superioară a anticlinalului să fie degajată de straturile alcătuitoare, în locul lor formându-se o vale lungă și îngustă. Ea este străjuită de cueste poziționate față în față, formate pe flancurile cutei anticlinale. Se ajunge în final ca valea anticlinală să înlocuiască cuta anticlinală inițială, fapt care determină producerea unei inversiuni de relief (Mac, 1980). Sub aspect evolutiv văile de anticlinal se adâncesc mai rapid, deoarece fac acest lucru în sâmburele mai friabil al cutei, în timp ce în sinclinale văile evoluează mai încet. Ca urmare, după o evoluție îndelungată, sinclinalul rămâne ca formă pozitivă de relief, în raport cu anticlinalul erodat, pe care s-a dezvoltat valea de anticlinal. Se ajunge astfel la forma de ***sinclinal suspendat***. Ca exemple pot fi date sinclinalele suspendate, aflate în diverse stadii de evoluție, din unele grupe ale Munților Carpați (Rarău, Ceahlău, Ciucaș, Bucegi etc.).

Clisurile se formează în locul unde structurile cutate sunt traversate de văi. Ele mai poartă și denumirea de clusse (Mac, 1980). Locurile favorabile unde văile pot traversa astfel de structuri sunt reprezentate de lăsările axiale ale anticlinalului. Astfel de sectoare sunt valorificate de afluenți ai râurilor principale, care prin

supraimpunere, prin antecedență și prin captare ajung să dreneze resursele de apă din bazinele hidrografice învecinate.

Alături de formele de relief majore, în cadrul structurilor cutate există și numeroase forme de detaliu: trepte structurale, polițe structurale, abrupturi structurale etc.

5.4.6. Relieful structurilor șariate

Așa cum precizam la clasificarea faliilor, după criteriul genetic, când componenta verticală a săriturii este mai mică decât cea orizontală vorbim de încălecări. În situația în care unghiul de înclinare este mai mic de 10°, iar săritura totală este de ordinul kilometrilor sau zecilor de kilometrii, este vorba de **pânze de șariaj** (Pauliuc și Dinu, 1985). Autorii citați menționează că, pânza este o unitate tectonică alohtonă, care s-a deplasat de pe fundamentul ei inițial pe o distanță de câteva ori mai mare decât grosimea sa, dar depășind 5 km; deplasarea se face de-a lungul unui plan de alunecare predominant suborizontal, iar pânza ajunge peste un fundament străin denumit alohton.

Structurile șariate sunt incluse pe bună dreptate în categoria celor complexe. Ele implică existența mai multor **elemente** (Pauliuc și Dinu, 1985, Grasu, 1997):

- ***planul de șariaj*** - reprezintă suprafața de ruptură de-a lungul căreia are loc deplasarea corpului pânzei;
- ***rădăcina pânzei*** - este zona de origine a pânzei (în majoritatea situațiilor este dificil de stabilit datorită desprinderii complete de substratul său);
- ***șarniera frontală*** sau partea frontală - reprezintă locul geometric al punctelor extreme atinse de pânză;
- ***șarniera radicală*** sau zona din autohton din spatele căreia provine pânza (fig. 5. 47);

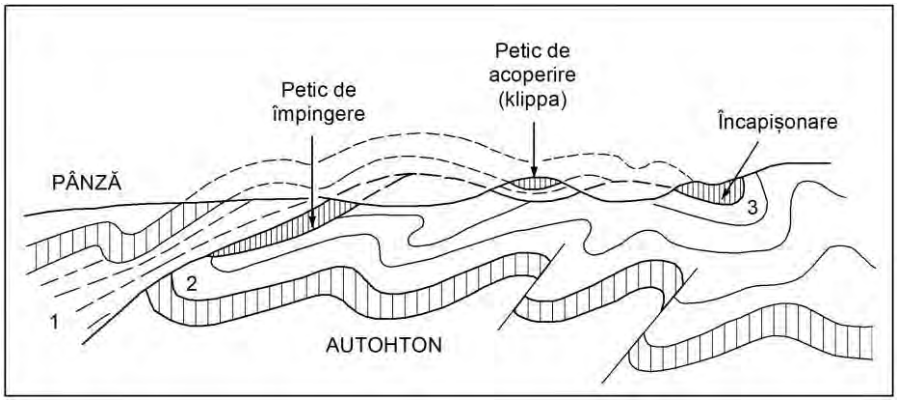


Fig. 5. 47. Pânză de șariaj; 1 – zona de rădăcina, 2 – șarniera ridicată, 3 șarniera frontală (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 224)

- ***lățimea de acoperire*** - distanța măsurată pe orizontală dintre șarniera frontală și șarniera radicală, perpendicular pe direcția pânzei.

Când înclinarea planului de șariaj în apropierea suprafeței terenului este redusă, procesele de eroziune ce acționează asupra pânzei, determină formarea următoarelor **elemente** la limita pânză – autohton (Pauliuc și Dinu, 1985):

- ***frontul de eroziune*** sau ***frontul de șariaj*** reprezintă intersecția planului de șariaj cu suprafața topografică (este cu atât mai festonat cu cât înclinarea planului de șariaj este mai redusă);

- ***peticul de acoperire*** sau ***klippa*** se referă la aceea parte a pânzei, care prin eroziune a fost izolată complet de corpul principal (fig. 5. 48).

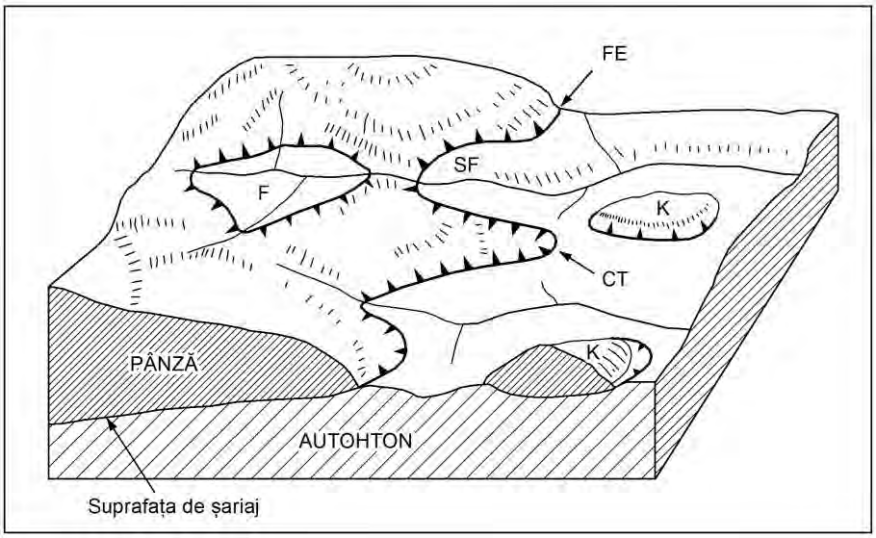


Fig. 5. 48. Elementele cartografice ale pânzei de șariaj; FE – front de eroziune, F – fereastră, SF – semifereastră, CT – cap tectonic, K – klippă (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 226)

- ***lamboul de împingere*** reprezintă un pachet de straturi antrenat de-a lungul suprafeței de șariaj; el poate fi smuls din autohton, caz în care va fi poziționat în fruntea pânzei, sau din pânză, situație în cere rămâne mult în urmă; dacă pachetul de depozite antrenat pe planul de șariaj este de dimensiuni reduse, se numește lamă de șariaj;

- ***capul tectonic*** este o porțiune din pânză mai avansată, dar separată incomplet de către eroziune de corpul pânzei;

- ***digitația*** este o ramificare frontală a unei pânze de șariaj;

- ***fereastra tectonică*** reprezintă deschiderea cu contur închis realizată de eroziune în pânză, prin care se poate observa autohtonul (fig. 5. 49);

- ***semifereastra*** sau ***golful tectonic*** se referă la descoperirea autohtonului, prin eroziune, în fruntea pânzei, după un contur semiînchis.

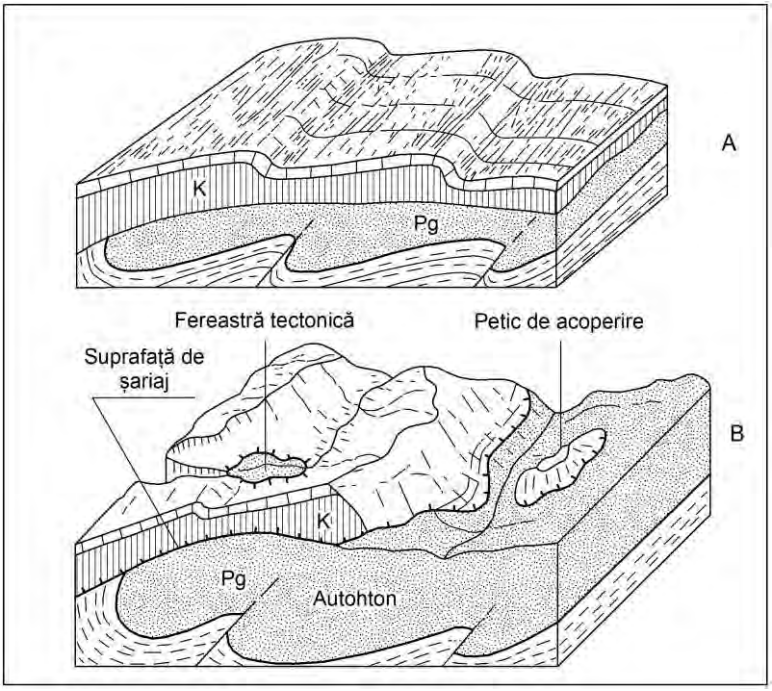


Fig. 5. 49. Blocdiagrame reprezentând o pânză de șariaj; A – stadiu primar, B – situație după intervenția eroziunii, K – Cretacic, Pg – paleogen (Grasu, 1997, p. 103)

Explicarea genezei pânzelor de șariaj a devenit mai facilă în lumina tectonicii globale. Factorul motrice necesar pentru a pune în mișcare pânza și a explica șariajul, fiind identificat la marginea plăcilor litosferice, acolo unde are loc subducția, obducția, coliziunea etc. (Cioacă, 2006). Mișcările tectonice determinate de deplasarea plăcilor litosferice au ca efect fragmentarea și bascularea formațiunilor geologice pe distanțe de zeci de kilometri. Se ajunge astfel la deformarea structurilor inițiale, până la încălecarea lor (Ielenicz, 2005).

În această manieră se formează o structură complexă alcătuită, așa cum am precizat, din două compartimente principale: structura din bază, denumită autohton, și structura acoperitoare, numită pânza.

Formele de relief rezultate vor fi strâns legate de existența celor două structuri suprapuse: de suprafață, formată în timpul procesului de șariaj, și de adâncime, generată anterior șariajului. La acestea se adaugă formele specifice contactului dintre structurile principale.

Dintre formele de relief se remarcă următoarele (Mac, 1980): cuesta bordurii interne, cuesta frontului extern, fereastra de eroziune, petecul de acoperire și crestele interne.

Cuesta bordurii interne se realizează pe bordura internă a pânzei de șariaj. Ea este menținută pe seama orizonturilor de roci dure, care domină depresiunea asimetrică formată în sectorul de rădăcină al corpului pânzei.

Cuesta frontului extern este rezultatul înălțării fundamentului sub frontul pânzei, ceea ce determină apariția unui abrupt disimetric, cu orientare opusă față de cuesta bordurii interne. Această cuestă este mai abruptă decât cea a bordurii interne, din cauza prezenței lamelor de șariaj.

Fereastra de eroziune se formează prin adâncirea văilor transversale în cadrul pânzei, până la nivelul autohtonului, pe care îl aduce la zi. Ea poate fi încadrată de cueste asimetrice, una dintre ele având înclinare către rădăcina pânzei, iar cealaltă în sens contrar, spre fruntea acesteia, menținute de straturile dure din petecul de acoperire.

Petecul de acoperire sau klippa este un rest detașat din partea frontală a pânzei, menținut pe poziție originală. De cele mai multe ori, datorită evoluției îndelungate, el este redus la forma de creastă sau de vârf izolat, așa cum se întâmplă în Munții Godeanu și Munții Cernei (Mac, 1980).

Crestele interne rezultă în urma erodării sectoarelor bombate din alohton, în conformitate cu direcția de înclinare a straturilor. Ele pot fi orientate spre frontul pânzei, invers acestuia sau pot avea o dezvoltare verticală de tip sierra când straturile sunt redresate perpendicular; un exemplu de creastă internă îl reprezintă Culmea Pleșului în Munții Codru Moma (Mac, 1980).

Evoluția îndelungată a structurilor șariate în condiții subaeriene, determină ca pânzele de șariaj să fie erodate pe suprafețe considerabile, iar autohtonul să fie adus la zi. Inițial sunt evidențiate proeminențele autohtonului, pentru ca ulterior, după ce pânza este îndepărtată aproape în totalitate, el să fie modelat de către agenții externi, rezultând masive, creste, suprafețe structurale etc. O astfel de situație este prezentă în cazul Carpaților Meridionali, unde Pânza Getică acoperă Autohtonul Danubian.

5.4.7. Relieful structurilor faliate

Structurile faliate sunt rezultatul mișcările tectonice, care se manifestă la nivelul unor depozite geologice rigide, inapte la deformări suple sau cutări. În consecință se produc falii, ce deranjează continuitatea straturilor, care se aflau inițial la același nivel (Cioacă, 2006). Rezultatul este prezența unui contact anormal între straturi de vârstă diferită, așa cum se întâmplă în cazul rocilor sedimentare, sau a unor compartimente situate la altitudini diferite, în cazul rocilor cristaline sau vulcanice intrusive.

Faliile pot afecta diverse depozite geologice, indiferent de structura lor (tabulară, monoclinală, cutată, șariată etc.). Mișcărilor tectonice fragmentează depozitele geologice în blocuri sau compartimente, coborâte și ridicate unele în raport cu altele, precum și deplasate lateral, așa cum se întâmplă în cazul faliilor transcurente. Foarte rar faliile sunt singulare într-un teritoriu, de obicei ele formează asociații.

Faliile. Ele fac parte, alături de fisuri, din categoria rupturilor care afectează depozitele geologice (Pauliuc şi Dinu, 1985).

Fisurile sunt rupturi neînsoţite de o deplasare paralelă cu planul de separaţie, sau chiar dacă acesta are loc este foarte mică.

Faliile sunt rupturi ale rocilor din scoarţa terestră, însoţite de o deplasare vizibilă, paralelă cu suprafaţa de rupere sau planul de discontinuitate. În categoria faliilor se cuprind faliile propriu-zise (sensu stricto), la care deplasarea pe verticală a compartimentelor este mai mare decât cea orizontală, încălecările şi pânzele de şariaj (au plan de ruptură cu înclinare relativ redusă, fapt care permite compartimentului superior să se deplaseze mult pe orizontală, suprapunându-se pe distanţe mari peste compartimentul inferior) şi decroşările propriu-zise, când cele două compartimente se deplasează unul faţă de altul paralel cu direcţia planului de ruptură (Pauliuc şi Dinu, 1985).

Elementele faliilor. Poziţia în spaţiu a unei falii este definită de două atribute (fig. 5. 50): direcţia şi înclinarea planului de ruptură (planul faliei); la acestea se adaugă şi alte elemente (Pauliuc şi Dinu, 1985).

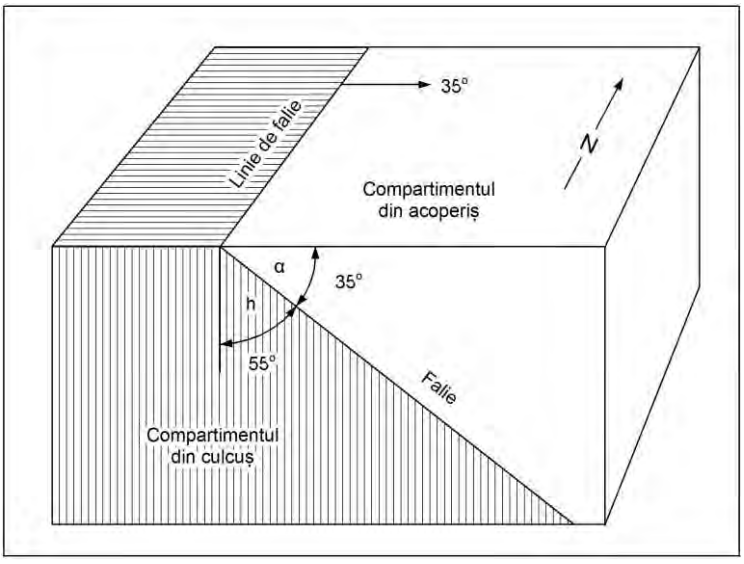


Fig. 5. 50. Elementele unei falii; α – înclinarea faliei, h – complementul înclinării (Pauliuc şi Dinu, 1985, p. 182)

Direcţia faliei este dată de linia de intersecţie dintre planul faliei şi un plan orizontal; orientarea ei este exprimată de unghiul orizontal pe care îl face cu meridianul locului.

Înclinarea faliei reprezintă unghiul format între planul faliei şi planul orizontal al locului, măsurat într-un plan vertical orientat perpendicular pe direcţia faliei.

Sensul înclinării faliei este dat de punctul cardinal sau azimutul spre care este orientată linia de cea mai mare pantă a planului faliei.

Compartimentele sau ***blocurile faliei*** reprezintă volumele de roci care au fost deplasate unul față de altul prin faliere. Când faliile au o înclinare mai mică de 90º se distinge un compartiment superior sau de acoperiș, situat deasupra planului de falie, și unul inferior, de culcuș, situat sub planul faliei (Pauliuc și Dinu, 1985). Deplasarea între compartimente poate avea loc prin translație sau prin rotire (fig. 5. 51). Când cele două compartimente, care s-au deplasat unul față de altul, nu sunt separate de un singur plan de ruptură, ci de mai multe suprafețe de ruptură sau printr-o unitate de brecii, cu lățimi variabile, se vorbește de o zonă de falie.

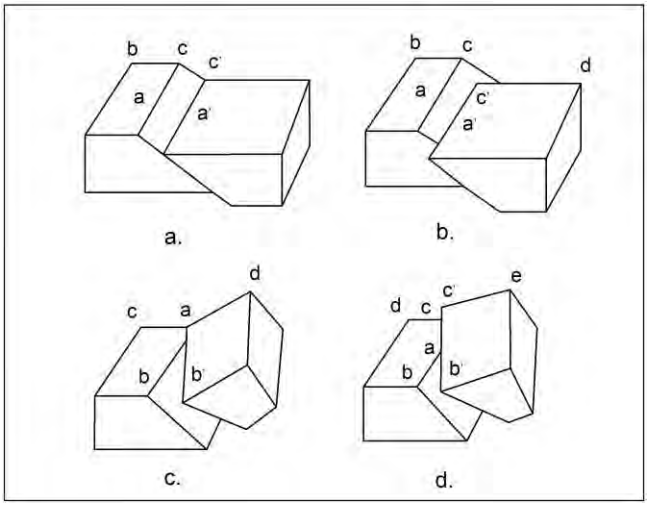


Fig. 5. 51. Moduri de deplasare a compartimentelor unei falii: a. și b. translație; c. și d. rotire; a – a', b – b', c – c' – puncte adiacente înainte de falie (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 184)

Pereții faliei reprezintă zona adiacentă suprafeței de ruptură a celor două compartimente.

Linia faliei este dată de intersecția faliei cu suprafața topografică.

Săritura faliei se referă la mărimea deplasării verticale relative a compartimentelor unul față de altul (fig. 5. 52). *Săritura totală* este distanța măsurată în planul faliei de la un punct situat pe unul din pereții faliei, până la punctul din peretele opus, care ia fost adiacent înainte de faliere. Săritura totală are mai multe componente:

- săritura pe înclinare este o componentă a săriturii totale măsurată pe înclinarea faliei, ea reprezentând mărimea deplasării compartimentelor după linia de cea mai mare pantă din planul de falie;

- săritura pe direcție sau săritura longitudinală se măsoară paralel cu direcția faliei și reprezintă proiecția săriturii reale pe linia de direcție;

- săritura verticală este componenta pe verticală a săriturii pe înclinare și se referă la diferența de altitudine dintre compartimente;

- săritura orizontală materializează mărimea deplasării compartimentelor măsurată în plan orizontal; săritura transversală reprezintă deplasarea relativă a compartimentelor pe orizontală, măsurată perpendicular pe direcția faliei (în cazul faliilor normale săritura transversală exprimă mărimea îndepărtării compartimentelor sau deschiderea faliei, pentru ca în situația faliilor inverse sau de încălecare, să reprezinte măsura în care cele două compartimente s-au apropiat și s-au acoperit unul pe altul, de unde și denumirea de acoperirea faliei).

Săritura stratigrafică exprimă mărimea deplasării compartimentelor măsurate după planul de cea mai mare declivitate a straturilor; în situația straturilor orizontale ea este egală cu săritura verticală.

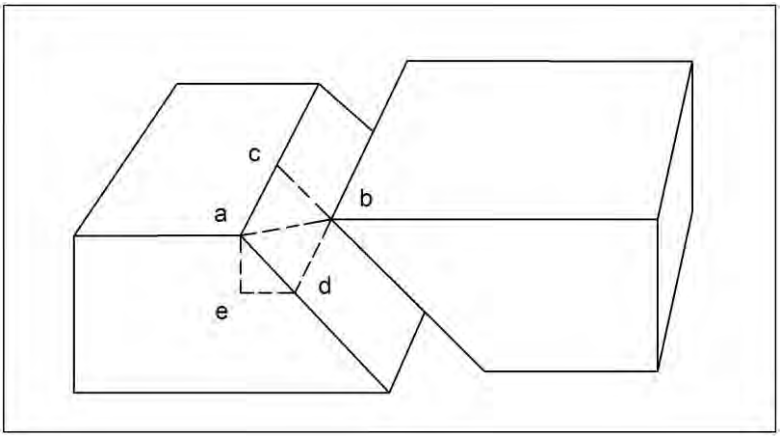


Fig. 5. 52. Săritura totală și componentele ei: ab – săritura totală, ac – săritura pe direcție, ad – săritura pe înclinare, ae – săritura verticală, ed – săritura orizontală (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 184)

Pitch-ul faliei reprezintă unghiul format în planul faliei între orientarea săriturii totale și o orizontală a planului de falie; el practic exprimă înclinarea aparentă a săriturii totale;

Pasul faliei este distanța în plan a depărtării celor două compartimente.

Planul faliei reprezintă suprafața de contact care se formează între două compartimente.

Orientarea faliei se referă unghiul format între nord și direcția faliei.

Tipuri de falii. Criteriile de clasificare a faliilor sunt numeroase. Totuși ele pot fi grupate în criterii geometrice și criterii genetice.

Clasificarea geometrică a faliilor are la bază următoarele criterii (Pauliuc şi Dinu, 1985):

- după raportul dintre direcţia faliei şi direcţia straturilor: falii direcţionale (direcţia este paralelă cu a straturilor), falii de stratificaţie (planul faliei coincide cu un plan de stratificaţie), falii perpendiculare pe direcţia straturilor şi falii oblice;

- în raport cu direcţia planului axial al unei cute: falii longitudinale (orientate paralel cu direcţia planului axial al cutei), falii transversale (orientate perpendicular faţă de direcţia axelor cutelor);

- în funcţie de mărimea unghiului de înclinare: falii verticale, falii cu înclinare mare (înclinarea este mai mare de 45º), falii cu înclinare mică;

- după raportul dintre înclinarea planului faliei şi cea a straturilor: falii verticale în straturi orizontale, falii verticale în straturi înclinate, falii verticale în straturi verticale, falii înclinate direcţionale în straturi înclinate. Ultimele tipuri de falie, se împart la rândul lor în funcţie de sensul înclinării straturilor în: falii conforme (înclină în acelaşi sens cu cel al straturilor pe care le afectează), falii contrare (înclină în sens contrar înclinării straturilor);

- după sensul deplasării aparente a compartimentelor: falii aparent normale (când stratul reper din compartimentul superior apare coborât în raport cu acelaşi reper din compartimentul inferior);

- după modul de asociere în plan orizontal se deosebesc: sisteme de falii paralele, în culise, în releu, radiare (fig. 5. 53);

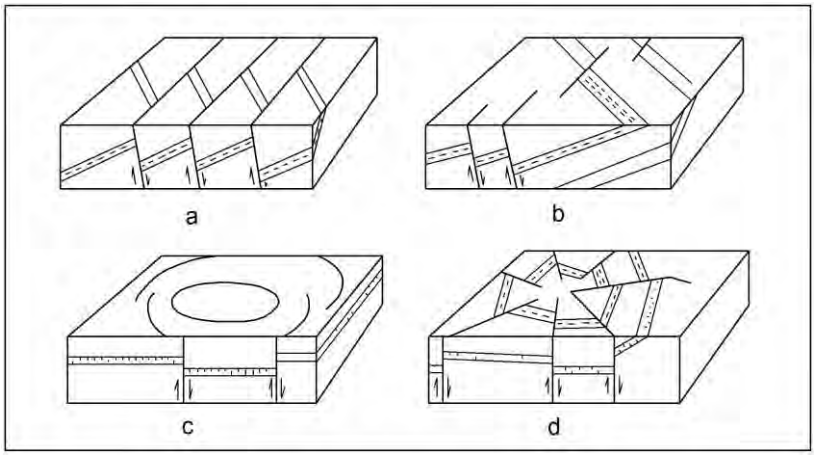


Fig. 5. 53. Asociaţii de falii în plan orizontal: a – paralele, b – în culise, c – concentrice, d – radiare (Pauliuc şi Dinu, 1985, p. 192)

- după modul de prezentare în secţiuni transversale se disting: falii în trepte (compartimentele faliate coboară succesiv într-un singur sens), horsturi (asociaţii de falii la care compartimentul central este mai ridicat decât celelalte), grabene (sisteme

de falii la care compartimentul central este mai coborât decât celelalte) (fig. 5. 57), hemigrabene (compartimente coborâte limitate de o parte de falii, iar de cealaltă parte de o flexură).

Clasificarea genetică a faliilor are la bază natura mişcărilor relative sau absolute ale compartimentelor. Se deosebesc în acest caz falii normale, inverse sau de încălecare şi decroşări.

Faliile normale, denumite şi de distensiune sau gravitaţionale, se caracterizează prin deplasarea compartimentului superior în jos pe înclinarea planului, faţă de compartimentul inferior (Pauliuc şi Dinu, 1985) (fig. 5. 50). Formarea unei astfel de falie este însoţită de o îndepărtare a compartimentelor.

Faliile inverse sau de încălecare, sunt cele la care compartimentul superior se deplasează în sus pe înclinarea planului de falie. Ele sunt rezultatul acţiunii unor forţe de compresiune, de unde şi denumirea de falii de compresiune orizontală (Pauliuc şi Dinu, 1985). Autorii citaţi menţionează în continuare că, termenul de falie inversă se utilizează în sens restrâns, doar pentru faliile de compresiune cu înclinare mai mare de 45^o. În schimb pentru faliile cu înclinări cuprinse între 45^o şi 10^o se utilizează termenul de încălecare. Când componenta verticală a săriturii totale este mai mare decât cea orizontală, exprimă existenţa unei falii inverse propriu-zise. Când componenta verticală a săriturii este mai mică decât cea orizontală, vorbim de încălecări. În situaţia în care unghiul de înclinare este mai mic de 10^o, iar săritura totală este de ordinul kilometrilor sau zecilor de kilometrii, este vorba de *pânze de şariaj* (Pauliuc şi Dinu, 1985).

Faliile transcurente sau decroşările reprezintă faliile la care compartimentele s-au deplasat unul faţă de altul după o linie paralele cu direcţia planului de ruptură, cu alte cuvinte a suferit o mişcare de culisare fără a suferi o ridicare sau coborâre relativă (Pauliuc şi Dinu, 1985). La fel ca în situaţia faliilor normale, suprafaţa de decroşare poate fi verticală, înclinată sau chiar orizontală (fig. 5. 54).

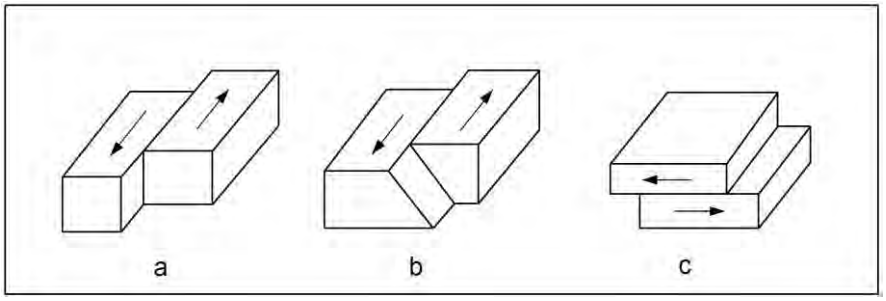


Fig. 5. 54. Decroşări: a – verticală, b – înclinată, o – orizontală (Pauliuc şi Dinu, 1985, p. 195)

În funcţie de profunzime se deosebesc dislocaţii de suprafaţa sau falii şi de profunzime, denumite şi fracturi. Acestea pot ajunge până în manta şi atunci se numesc fracturi crustale, sau superfracturi.

Relieful faliilor. Faliile se impun în relief în principal în mod direct, prin înălțarea și coborârea unor părți ale scoarței, precum și prin îndepărtarea orizontală între compartimente sau blocuri. Cel mai evident este ***abruptul faliei***. El se prezintă sub forma unei denivelări morfologice (fig. 5. 61) și este rezultatul deplasărilor verticale.

În cazul faliilor transcurente, chiar dacă nu sunt prezente abrupturi de falie, existența lor este pusă în evidență de forma în plan a rețelei hidrografice; râurile care traversează astfel de falii formează confluențe în unghi drept.

Dintre formele de relief asociate unei falii, o atenție deosebită a fost acordată fronturilor sau abrupturilor de falie. Acestea reprezintă porțiunea din planul de falie situată deasupra liniei de falie. De asemenea, reflectă mărimea înălțării sau coborârii unui compartiment al scoarței în raport cu altul (Ielenicz, 2005). Conform sursei citate, evoluția și fizionomia unui abrupt de falie depinde de o serie de factori: rezistența rocilor, mărimea denivelării, condițiile climatice, mișcările tectonice (faliile pot fi rejucate, creând condiții noi), timpul etc.

Frontul faliei fiind rezultatul unui proces tectonic, în forma sa originală se caracterizează printr-un profil neted. Modul de așezare a straturilor faliate și dispoziția liniei de faliere, sunt criterii frecvent utilizate în clasificare fronturilor de falie (fig. 5. 55), deosebindu-se în acest sens (Mac, 1976): fronturi normale (ele sunt caracteristice structurilor orizontale), fronturi consecvente (se întâlnesc atunci când falierea se realizează în conformitate cu înclinarea straturilor) și fronturi obsecvente (se formează în cazul falierii după un plan contrar direcției de înclinare a straturilor).

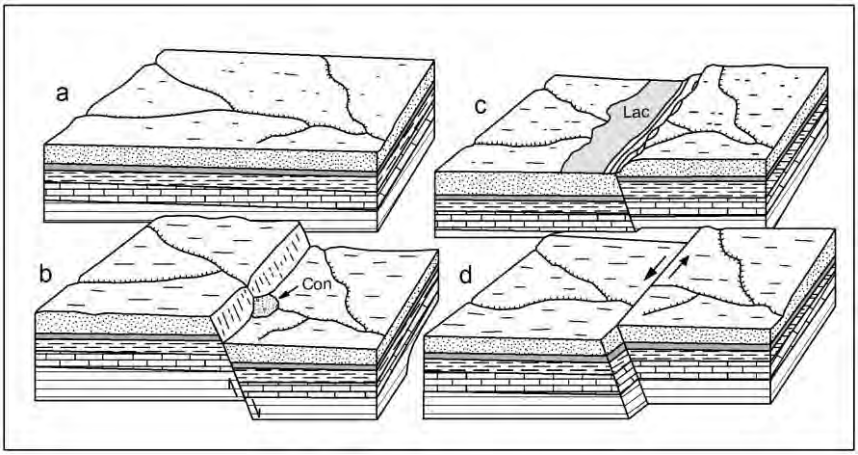


Fig. 5. 55. Tipuri de falii: a – bloc nefaliat, b – falie normală simplă, c – falie contară, d – decroșare orizontală (Longwell et al., 1963, citați de Mac, 1976, p. 98)

Fronturile de falie pot fi recunoscute în teren, pornind de la câteva trăsături geologice și geomorfologice (Blackwelder, 1928; Tricart, 1968, citați de Mac, 1976):

- un abrupt cu frontul determinat;

- prezența marginilor de falie indicate prin particularitățile înscrise deasupra lor;
- prezența fațetelor triunghiulare și a pintenilor terminali ai frontului;
- linearitatea planurilor;
- forma de V a văilor alungite pe linie de falie;
- prezența izvoarelor la baza frontului de falie;
- frecvența alunecărilor și a surpărilor;
- alinierea crestelor, vârfurilor și boturilor de deal;
- dispunerea longitudinală, dreaptă și paralelă, a cursurilor de apă peste roci de diferite tipuri și structuri etc.

Relieful faliilor fiind rezultatul rupturilor care afectează scoarța, reflectă pe de o parte amploarea denivelărilor verticale și orizontale, iar pe de alta eroziunea diferențială care are loc între compartimente. Considerând acest ultim aspect se pot deosebi două situații (Cioacă, 2006): relief cu abrupturi de falie, respectiv relief fără abrupturi de falie.

Relieful cu abrupturi de falie. Este caracteristic dislocărilor pe verticală, în urma cărora se mențin abrupturi, asociate de cele mai multe ori cu diferențieri litologice. În funcție de particularitățile genetice și morfologice se disting cel puțin trei situații posibile (Cioacă, 2006).

În prima dintre ele, abrupturile liniilor de falie sunt rezultatul eroziunii diferențiale, care degajează rocile friabile și le pun în evidență pe cele mai dure. Ele sunt separate de suprafața de discontinuitate litologică, care nu reprezintă altceva decât planul de falie. Există și posibilitatea ca faliile fosile să fie ulterior exhumate și puse astfel în evidență.

În cea de-a doua, abruptul faliei originale, suprapusă pe planul de falie, este rezultatul direct și integral al tectonicii. În aceste condiții, abruptul s-a suprapus faliei.

În cea de-a treia situație abruptul de falie este rezultatul acțiunii mixte a tectonicii și a eroziunii diferențiale. Însemnă că o parte a abruptului corespunde faliei originale, iar cealaltă este rezultatul acțiunii diferențiale în rocile mai moi.

Tot în acest context, se poate preciza că pe măsură ce un versant de falie este afectat de eroziune, iar falia nu mai este activă, el se poate transforma într-un versant de eroziune, fără să se mai poată identifica falia, care ajunge să fie mascată.

De asemenea, faliile se impun și indirect, prin faptul că favorizează o modelare diferențiată rapidă. Rata de eroziune a compartimentul ridicat al faliei va fi mai mare, comparativ cu ceea ce se întâmplă la nivelul compartimentului coborât, care de cele mai multe ori poate fi acoperit cu sedimente.

Din moment ce faliile nu sunt singulare, ele formează asociații. Rezultatul asocierii faliilor este relieful de grabene și horsturi (fig. 5. 56).

Coborârea unui compartiment îngust din scoarță, flancat de două linii de falie normale, determină formarea unui **graben** (fig. 5. 56 și 5. 57). Ele pot ajunge la dimensiuni considerabile, luând chiar aspectul unor depresiuni extinse, așa cum este în cazul celor în care se află Marea Moartă, Valea Morții, Grabenul Rinului,

Grabenul Est-African etc. Ele se mai numesc și culoare tectonice. Urmărite în profil transversal, grabenele pot fi simetrice (Rin, Bistra-Strei), asimetrice, simple (când s-au format printr-o singură falie), în trepte (când este vorba de un sistem de falii) (Mac, 1976).

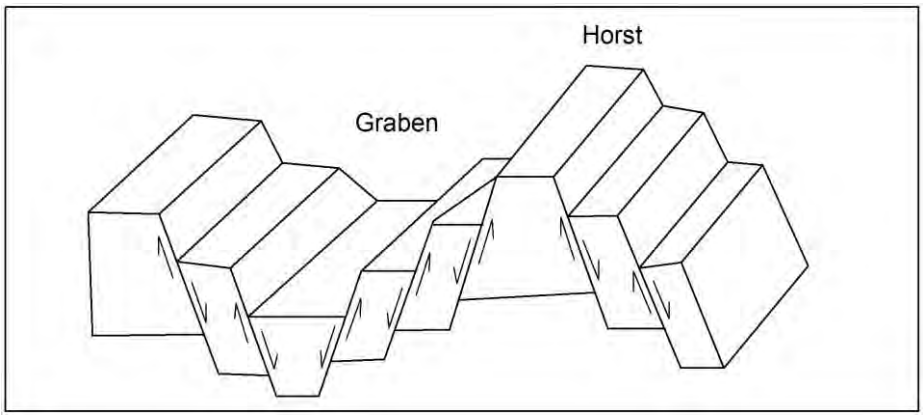


Fig. 5. 56. Graben și horst (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 205)

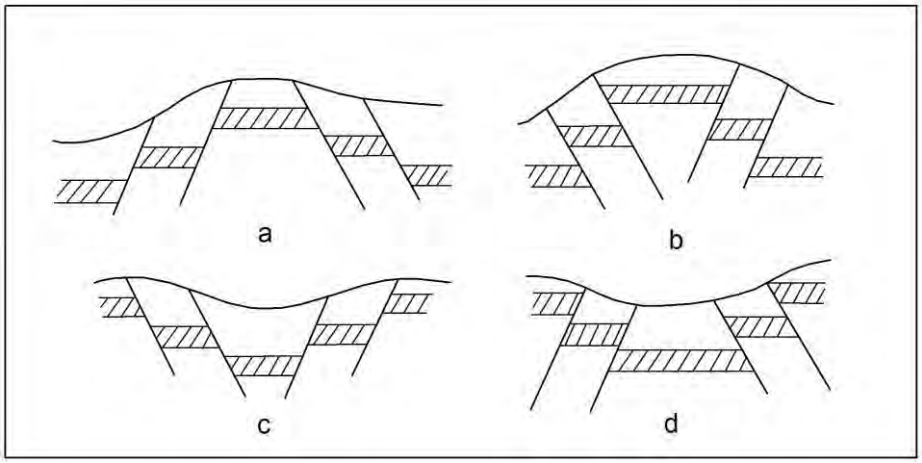


Fig. 5. 57. Tipuri de horsturi și grabene: a – horst de distensiune, b – horst de compresiune, c – graben de distensiune, d – graben de compresiune (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 193)

Studierea atentă a mecanismelor de formare a grabenelor a permis elaborarea unor modele, care să lege geneza acestora de tectonica plăcilor litosferice. Dintre modelele elaborate se remarcă ce al lui Bott (1976, 1981, citat de Pauliuc și Dinu, 1985). Se pornește de la ideea mecanismului de subsidență în pană. Autorul modelului a presupus că scoarța este supusă la un stres tensiv. La

început stratul casant răspunde printr-o extensiune elastică, în timp ce partea ductilă de dedesubt se deformează printr-o curgere lentă. În aceste condiții partea superioară a scoarței va ceda prin fracturi de forfecare, rezultând falii gravitaționale (fig. 5. 58).

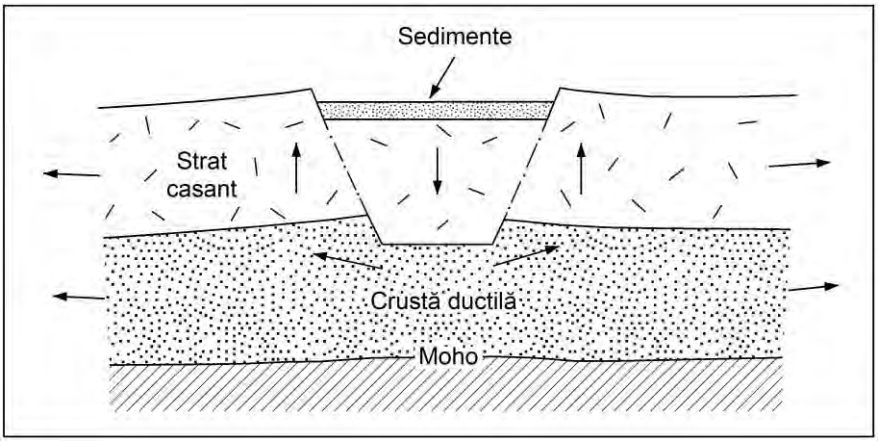


Fig. 5. 58. Formarea grabenului prin subsidența unei pene înguste de crustă superioară casantă (Bott, 1981, citat de Pauliuc și Dinu, 1985, p. 208)

Tensiunea din partea superioară a scoarței, cea care determină riftarea și formarea grabenelor, este o consecință a bombării sau arcuirii substratului, datorită activității unui dom termic de manta (Pauliuc și Dinu, 1985). Autorii citați presupun că, există o relație mecanică între arcuirea scoarței de tip continental și riftarea sau formarea grabenului, bazată pe ideea că dezvoltarea domului termic precedă riftarea; în consecință au fost propuse trei stadii de dezvoltare în evoluția unui rift:

- existența unui panaș de manta care se formează sub litosfera continentală;
- litosfera devine mai caldă, se subțiază și determină o ridicare a limitei litosferă-astenosferă, cu formare unui dom termic; drept urmare se produce o ridicare izostatică a crustei și se dezvoltă un stress tensiv în partea superioară, casantă, a scoarței;
- când stressul devine destul de mare începe formarea grabenului, prin dezvoltarea faliilor gravitaționale pe cele două direcții ale planurilor de forfecare (fig. 5. 59).

Se poate concluziona că, majoritatea grabenelor se formează în teritorii de slăbire preexistente ale scoarței. Într-o asemenea situație se află și grabenele din Africa de Est, Marea Roșie, Riftul lacului Baikal, Grabenul Rinului etc., toate orientate paralel cu fâșiile de slăbire a scoarței, de-a lungul cărora rezistența la tensiune este diminuată în raport cu cea a terenurilor din învecinate (Pauliuc și Dinu, 1985).

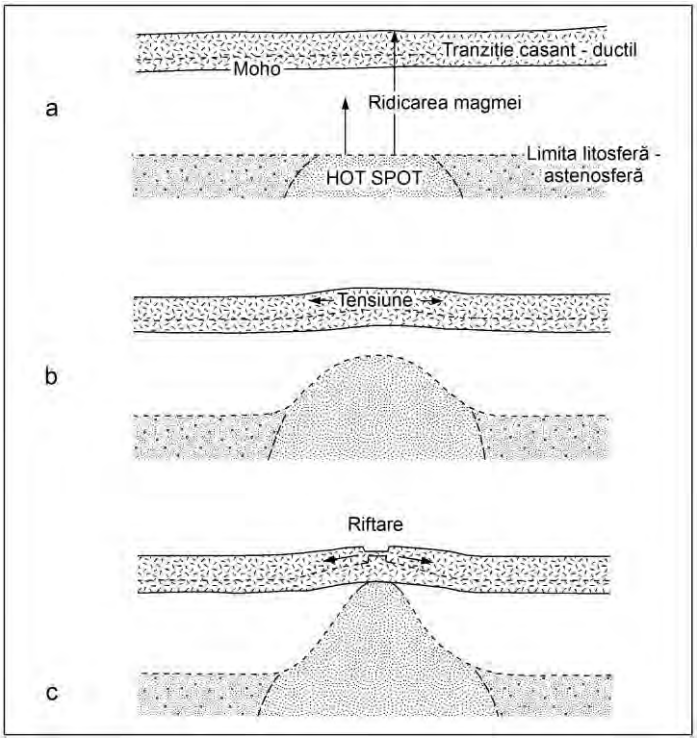


Fig. 5. 59. Stadii de dezvoltare a structurilor de rift continental: a, b, c – stadii succesive de evoluție (Bott, 1981, citat de Pauliuc și Dinu, 1985, p. 209)

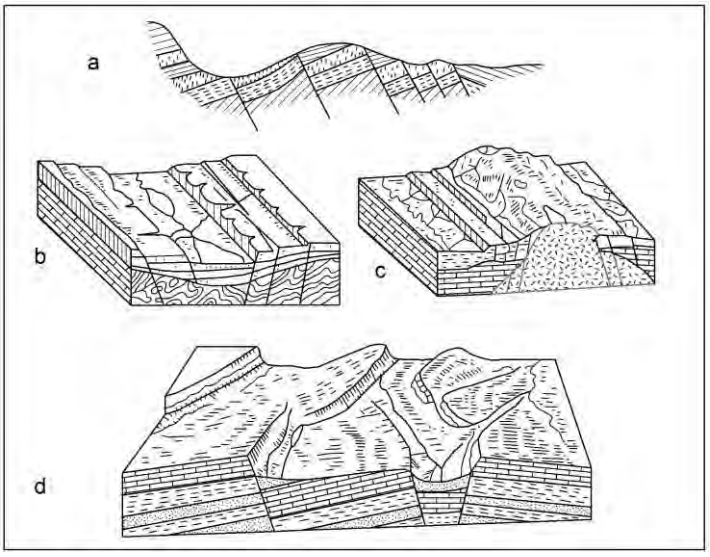


Fig. 5. 60. Reflectarea în relief a unor sisteme de falii: a – falii în trepte antitetice, b – graben, c – horst, d – structură complexă (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 198)

Înălțarea unui compartiment din scoarță sau menținerea lui mai înalt, comparativ cu două compartimente care coboară lateral, conduce la formarea unui **horst** (fig. 5. 56 și 5. 60). Când ele sunt de dimensiuni considerabile compun munții bloc (Munții Hartz, Pădurea Neagră, Pădurea Turingiei etc). Se pot deosebii mai multe tipuri de horsturi (Mac, 1976): simetrice (încadrate de două falii), asimetrice (mărginite într-o parte de o falie, iar în cealaltă parte este intersectat de o succesiune de falii în trepte, de exemplu, Munții Vosgi) și unghiulare (dispuse între falii ce se intersectează în unghi ascuțit, așa cum este în cazul Horstului Sinai).

Relieful fără abrupturi de falie. Se întâlnesc când faliile nu corespund unei morfologii specifice, în care abruptul să fie reliefat sau cu alte cuvinte faliile nu se mai manifestă direct în relief. La astfel de cazuri se ajunge datorită eroziunii care afectează preponderent flancul înălțat. Acesta poate fi erodat până la nivelul compartimentului coborât sau rămas pe loc (fig. 5. 61) și atunci falia nu se mai evidențiază morfologic (Mac, 1996).

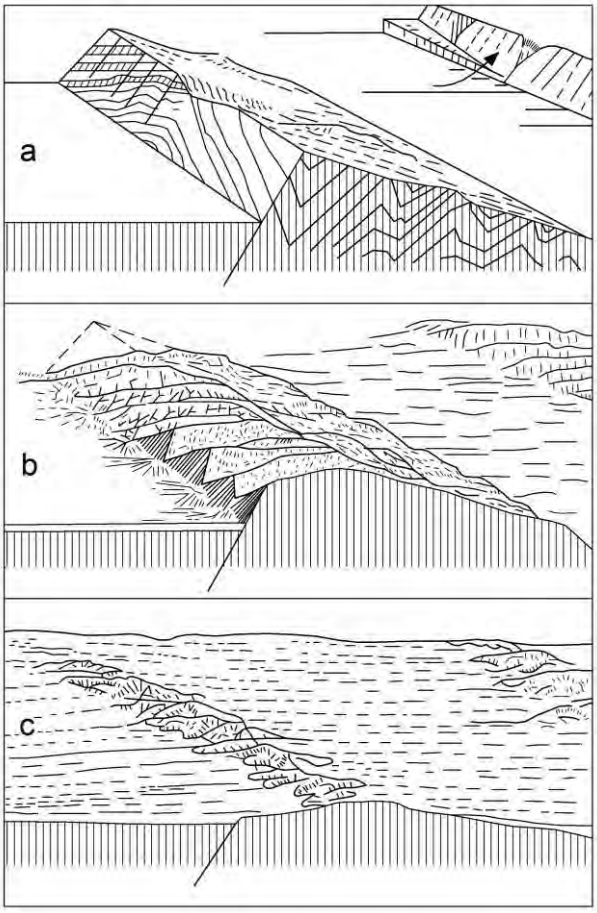


Fig. 5. 61. Stadiile dezvoltării reliefului de falie: a – inițial, b - mediu, c – final (Lobeck, 1930 citat de Mac, 1996, p. 102)

Abruptul de falie poate să lipsească și în situația în care compartimentul coborât a fost acoperit cu sedimente până la nivelul celui mai înalt. Este așadar vorba de o fosilizare a faliei, însoțită de o degradare a compartimentului mai înălțat. Se ajunge în cele din urmă la contacte litologice, care ascund falii fosilizate (fig. 5. 62).

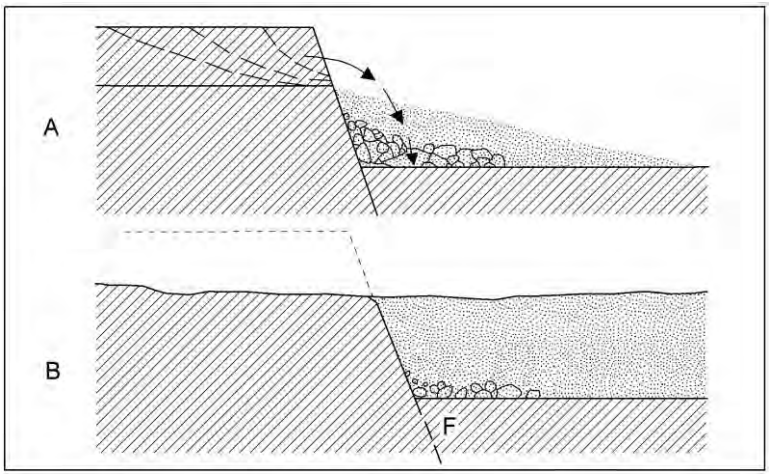


Fig. 5. 62. Fosilizarea unui abrupt de falie: A – faza acoperirii compartimentului scufundat cu depozite, B – nivelarea compartimentului ridicat (Cioacă, 2006, p. 126)

În ambele cazuri relieful inițial, dat de existența unei falii, a fost nivelat sau fosilizat, ajungându-se în cele din urmă la denivelări nesemnificative, lipsite de abrupturi. Mărturiile existenței unei falii și a unor contacte litologice sunt date doar de rețeaua hidrografică, prin intermediul schimbărilor bruște ale cursurilor în profil longitudinal sau prin modificări ale morfologiei albiilor în profil transversal (Cioacă, 2006).

Implicațiile faliilor, în relieful de ansamblu al diverselor teritorii, nu se rezumă doar la simpla prezență unor fronturi de falie. Dispoziția rețelei hidrografice, a liniilor de țărm este dată de multe ori de prezența liniilor de falie. De asemenea, de-a lungul faliilor pătrunde magma care ulterior prin consolidare generează relieful magmato-vulcanic, apar focare ale cutremurelor, plăcile litosferice se deplasează unele în raport cu altele, prin intermediul faliilor transformante.

Se poate concluziona că structurile geologice se formează și sub efectul mișcărilor tectonice de faliere. Acestea fragmentează scoarța terestră, distanțează blocurile acesteia în plan orizontal și vertical, determinând formarea unui relief tectonic de dislocație sub formă de abrupturi, grabene, horsturi etc. În continuare acestea sunt modelate de către agenții externi, care le modelează și le imprimă morfologii specifice.

Concluzii. La finalul acestui capitol trebuie reținut că, particularitățile morfometrice ale formelor de relief rezultate în urma modelării diverselor tipuri de structuri, vor fi condiționate atât de caracteristicile interne ale acestora, cât și de maniera în care își consumă la nivelul lor energia factorii externi. Astfel, cu cât într-o structură se înregistrează o mai mare eterogenitate a alternanței de straturi dure cu straturi friabile, cu atât varietatea reliefului se amplifică. Dimpotrivă, pe structurile cu straturi omogene, alcătuite din roci friabile, relieful este uniform și monoton. La rândul lor, agenții externi, prin caracterul și modul lor de acțiune sunt cei care scot în relief structurile. Mult mai variate sunt formele de relief pe o structură cutată într-un climat temperat umed, comparativ cu unul arid, unde rețeaua hidrografică nu se poate organiza pentru a reliefa structura.

5.5. RELIEFUL PETROGRAFIC

La suprafața Terrei agenții externi acționează asupra rocilor cu care intră în contact, determinând formarea unui relief, a cărui caracteristici sunt influențate de tipul de rocă și de constituția ei.

Practic cele două grupe de factori care întrețin geneza formelor de relief se întâlnesc pe un teren comun. Roca, formată prin contribuția factorilor interni, reprezintă un component static asupra căruia acționează agenții externi. Răspunsul rocii se va reflecta în specificul formelor de relief rezultate (Mac, 1980).

Comportamentul divers al rocilor la acțiunea agenților externi este determinat în mare parte de alcătuirea lor, aceasta dictează rezistența neuniformă la eroziune. În același timp rezistența la eroziune trebuie corelată cu solicitarea rocilor la acțiunile agenților externi, care va fi influențată considerabil de tipul de climat în care are loc modelarea. Se ajunge ca pe aceeași rocă, în condiții climatice diferite, să se formeze caractere morfologice distincte, dar și asemănătoare sau chiar identice (Mac și Tudoran, 1975), ceea ce înseamnă că rol absolut nu are climatul, ci tipul de rocă.

Rezultatul interacțiunii dintre roci și agenții externi va consta inițial în dezvoltarea unor forme de relief specifice, individualizate numai pe o anumită grupare de roci, care au în comun proprietățile ce au impus un anumit mod de acțiune. Ulterior va avea loc dezvoltarea unui tip de relief distinct, care se impune în ansamblul peisajului unei regiuni (Ielenicz, 2005). Acesta este numit relieful petrografic sau litologic. În categoria lui intră totalitatea formelor de relief a căror geneză, evoluție și aspect sunt determinante preponderent de tipul rocilor. Altfel spus, el este un ansamblu de forme de relief, creat de agenții externi pe anumite tipuri de roci, prin valorificarea proprietăților acestora.

Pentru a înțelege mai facil răspunsul rocii la agenții externi, în continuare vor fi prezentate câteva noțiuni de petrologie.

5.5.1. Clasificarea rocilor

Deoarece comportarea diferită a rocilor față de agenții externi este strâns legată de geneza lor, consider utilă o clasificare a lor după acest criteriu. Rocile care alcătuiesc scoarța terestră se împart, sub aspectul genezei lor, în trei categorii: magmato-vulcanice, sedimentare și metamorfice.

Rocile magmato-vulcanice sunt rezultatul solidificării magmei. Aceasta este o topitură alcătuită din silicați și oxizi saturați cu vapori de apă și alte gaze. În funcție de unde are loc răcirea și solidificarea magmei, rocile magmato-vulcanice sunt intruzive sau plutonice și extruzive sau vulcanice.

Rocile intruzive se caracterizează printr-o compoziție mineralogică variată (cuarț, feldspat, hornblendă, mică, biotit, olivină), granulație masivă, compactitate și duritate cu valori superioare. Din categoria lor se remarcă: granitul, granodioritul, dioritul, gabroul, peridotitul, sienitul etc.

Rocile extruzive s-au format prin consolidarea lavelor. Curgerile de lavă, datorită răcirii bruște, vor genera roci cu cristalinitate fină, compactitate și duritate ridicată, așa cum sunt riolitul, andezitul, bazaltul, dacitul etc.

Rocile metamorfice s-au format din roci magmato-vulcanice sau sedimentare, care au fost supuse la presiuni și temperaturi ridicate. Procesul de formare a acestor roci se numește metamorfism. Cele mai întâlnite roci metamorfice sunt: gnaise, micașisturi, amfibolite, șisturi sericitoase, șisturi grafitoase, șisturi cloritoase, șisturi cuarțitice, cuarțite, calcare cristaline etc.

Rocile pe baza cărora se formează cele metamorfice fiind foarte diverse, ele vor manifesta un caracter contradictoriu față de agenții externi. Aceasta deoarece ele pot să fie cu planuri de stratificație sau de șistuozitate, ca dovadă a provenienței din roci sedimentare. În același timp prezența cristalelor indică o proveniență din roci magmatice. Dintre minerale se remarcă: cuarț, feldspați, muscovit, piroxeni, amfiboli, biotit, mică, granați, clorit, sericit, talc, granat, topaz, fluorină, apatit, grafit etc.).

Rocile sedimentare se formează pe seama rocilor magmato-vulcanice, metamorfice, dar și sedimentare, preexistente în scoarța Terrei. Ele sunt depozite de substanțe cristalizate sau amorfe, rezultate în urma proceselor de meteorizație a rocilor preexistente, de precipitare chimică a substanțelor de soluții apoase, precum și prin transformarea sau acumularea resturilor organice. Procesul care conduce la formarea sedimentelor și a rocilor sedimentare se numește litogeneză.

Ele se formează în medii diverse, începând de la cele acvatice, marine sau lacustre, și până la cele terestre. Acestea din urmă sunt deosebit de diverse în funcție de agentul prin intermediul căruia are loc sedimentarea. Sub aspect mineralogic, în componența rocilor sedimentare, se regăsesc îndeosebi silicați, carbonați, sulfați, cloruri etc.

Cu toate că există numeroase criterii de clasificare a rocilor, cel mai utilizat este cel care le departajează pornind de la fazele prin care trec sedimentele, până să

ajungă la stadiul de rocă sedimentară. Se deosebesc în acest sens roci detritice, de precipitare chimică şi organogene.

Rocile detritice se împart la rândul lor în roci necimentate şi cimentate.

Rocile detritice necimentate, afânate sau mobile se grupează în mai multe categorii în funcţie de dimensiune: psefite, cu diametru mai mare de 2 mm (pietrişuri, grohotişuri); psamite, cu diametre cuprinse între 0,1 şi 2 mm (nisipuri); aleurite, cu dimensiuni între 0,01 şi 0,1 mm (praful, loess-ul); pelite, cu diametru de mai mic de 0,01 mm (argile, marne).

Rocile detritice cimentate sunt următoarele: brecii (grohotişuri cimentate), conglomerate (pietrişuri cimentate), gresii (nisipuri cimentate) etc.

Rocile de precipitare chimică sunt de obicei monominerale şi provin din ape sărate maritime (calcar, gips, sare gemă, anhidritul, sărurile de potasiu şi magneziu), din ape dulci (calcar compact de apă dulce, cretă) şi din ape termale (travertin, gheiserite, tufuri calcaroase).

Rocile organogene sunt depozite sedimentare formate prin acumularea resturilor scheletice şi a substanţelor organice rămase de la plante şi animale, care au vieţuit în diferite ere geologice. Ele se mai pot forma şi prin precipitarea substanţelor chimice dizolvate în apa mărilor, sub acţiunea organismelor, ca produse ale vieţii lor.

În funcţie de manifestarea lor în prezenţa focului, rocile organogene se împart în două categorii: acaustobiolitice (care nu ard) şi caustobiolitice (care ard).

În categoria rocilor *acaustobiolitice* se remarcă rocile silicioase, calcaroase, dolomitice fosfatate, azotate, feruginoase, manganoase etc.

Rocile *caustobiolitice*, dincolo de importanţa geomorfologică, sunt foarte valoroase sub aspect economic datorită energiei pe care o eliberează în procesul de ardere. Cele mai răspândite sunt: cărbunii, bituminele (ţiţei, asfalt, ozocherită, şisturi bituminoase). Chiar dacă pe astfel de roci nu se formează un relief specific, exploatarea lor determină apariţia formelor de relief antropic şi declanşarea eroziunii accelerate, aşa cum se întâmplă în cazul exploatării cărbunelui la zi.

Prin poziţia lor rocile sedimentare acoperă de cele mai multe ori rocile magmato-vulcanice şi pe cele metamorfice.

Diferenţierea genetică a rocilor şi-a pus amprenta şi asupra compoziţiei mineralogice, structurii şi texturii, iar comportamentul geomorfologic al rocilor va fi strâns legat de ele.

5.5.2. Proprietăţile rocilor

Sub aspect petrografic, dezvoltarea reliefului depinde de următoarele proprietăţi fizice şi chimice ale rocilor: rezistenţa, coeziunea, unghiul de frecare internă, duritatea, omogenitatea, solubilitatea, plasticitatea, porozitatea, permeabilitatea, umiditatea, compactizarea, recristalizarea, cimentarea, dizolvarea etc.

Rezistența este forța pe care o opun particulele unei roci sau substanțe minerale la acțiunea unor forțe exterioare care au tendința de a învinge forțele de coeziune dintre particule sau dintre particule și cimentul de legătură a rocii (Rădoane et al., 2000). Ea depinde de coeziune și unghiul de frecare internă.

Coeziunea exprimă rezistența terenurilor datorată legăturilor dintre particule. Ea variază de la rocile cu coeziune mare (bazalturi, andezite, granite etc.) până la cele fără coeziune (pietrișuri, nisipuri etc.).

Unghiul de frecare internă este al cărui tangentă trigonometrică reprezintă coeficientul de frecare interioară dintre particulele rocii; este direct proporțional cu densitatea.

Duritatea rocilor exprimă rezistența pe care acestea o opun la acțiunea mecanică de uzură prin zgâriere, datorită acțiunii unor agenți, sau comprimare lentă.

Omogenitatea se raportează fie la caracteristica fizică (elementele care compun roca au dimensiuni apropiate, ca la gresii), fie la cea chimic (alcătuire din elemente cât mai puține, cum este în cazul calcarului, dolomitului sau cretei) (Ielenicz, 2005).

Solubilitatea este proprietatea unor roci de a se dizolva. Când procesul afectează teritorii extinse, formate din roci solubile, se formează relieful carstic.

Plasticitatea. Rocile moi coezive, în funcție de umiditate, de porozitate sau raportul apă/solid pot fi: fluide, plastice sau solide. Sub aspect reologic rocile pot fi: elastice (după deformare revin aproape la forma inițială), vâscoase, casante și plastice (prin modelare își pot modifica forma fără să se fisureze, între particule se produce un proces de alunecare). Legat de plasticitate se utilizează indicele de plasticitate (I_p), care este dat de diferența dintre umiditatea de curgere și umiditatea limită de frământare. După indicele de plasticitate, rocile pot fi (Grecu și Palmentola, 2003):

- neplastice, $I_p = 0$ (nisipuri);
- cu plasticitate redusă, I_p de la 0 la 10 (nisipuri prăfoase, nisipuri argiloase, prafuri argiloase);
- cu plasticitate medie, I_p de la 10 la 20 (argile prăfoase, argile nisipoase);
- cu plasticitate mare I_p de la 20 la 35 (argile);
- cu plasticitate foarte mare $I_p > 35$ (argile grase).

Porozitatea este raportul dintre volumul golurilor și volumul fazei solide dintr-o unitate de volum. Ea depinde de mărimea particulelor care alcătuiesc rocile. De exemplu, nisipurile cu granulație uniformă au o porozitate cuprinsă între 20 și 50%, argilele recent depuse 70 – 90%, argilele tari 15 – 30%, loess-ul 40 – 60 % etc (Grecu și Palmentola, 2003).

Permeabilitate este proprietatea de a permite apei să se deplaseze cu o anumită viteză prin roci; se exprimă în cm/s sau m/24 h. La rocile impermeabile este nulă sau foarte scăzută. Permeabilitatea este influențată îndeosebi de alcătuirea lor

granulometrică, de gradul de afânare (nisipuri, pietrișuri, conglomerate) și de prezența elementelor solubile (calcare, dolomite, ghips, sare).

Umiditatea reprezintă cantitatea de apă din porii rocilor. Volumul de pori ocupat de faza lichidă, raportat la volumul total al golurilor din rocă indică gradul de saturație a rocilor; când faza lichidă din pori este reprezentată de apă, raportul exprimă gradul de umiditate (Grecu și Palmentola, 2003).

Compactizarea se realizează prin eliminarea apei datorită greutății sedimentelor de deasupra.

Recristalizarea este trecerea materialului inițial amorf în structuri cristaline, deshidratate și compacte; este specifică rocilor carbonatice și celor silicioase.

Cimentarea reprezintă procesul prin care particulele sunt legate între ele printr-un material diferit granulometric.

Dizolvarea este procesul prin care mineralele nestabile dispar, mărindu-se golurile din roci.

Toate aceste proprietăți nu influențează separat răspunsul rocilor la agenții modelatori, ci împreună, așa cum se menționează în continuare.

Rocile magmato-vulcanice și metamorfice, prin formarea lor în interiorul Terrei, acolo unde sunt condiții net diferite față de cele de la suprafață, în momentul în care intră sub incidența agenților externi vor suferii transformări semnificative. Ele vor fi supuse proceselor de oxidare, hidratare, dizolvare etc. Intensitatea acestora va depinde de proprietățile fizice și chimice ale rocilor, precum și de condițiile climatice. De exemplu, rata de meteorizație a rocilor este influențată de compoziția minerală, textură, micro-structură, grad de fisurație, clivaj, șistuozitate etc. Prezența unui număr mare de minerale indică o rocă susceptibilă la meteorizație. Abordate sub aspect climatic, graniturile din teritoriile cu climat cald și umed, va fi mult mai repede alterat, comparativ cu cele aflate sub influența climatului temperat.

La rândul lor, și rocile sedimentare vor fi afectate diferit de către procesele prin care acționează agenții externi. De pildă, duritatea lor scade de la cele cu agregate grosiere bine cimentate (conglomerate, gresii), la cele depozitele cu granulometrie fină, slab cimentate, de tipul argilelor, marnelor și loess-ului.

Prezența unor roci care permit infiltrarea rapidă, absorbția apei și transferul debitului de suprafață în adâncime, determină ca eroziunea la suprafață să fie redusă (Mac, 1996). Când rocile sunt moi și plastice, infiltrarea este redusă, iar eroziunea de la suprafață se dovedește una intensă.

În cazul rocilor necimentate și cu o structură afânată, așa cum sunt loess-urile, lehm-urile și nisipurile, se formează o morfologie specifică, datorită spulberării lor de către vânt, tasărilor și compactărilor care au loc sub propria greutate.

În edificarea unui relief petrografic specific, un rol important îl are starea fizică a rocilor. În majoritatea cazurilor ele sunt fisurare, au planuri de șistuozitate sau de stratificare, au interstiții și goluri. Prin intermediul acestora acționează agenții

externi, dintre care se evidențiază apa, care au drept rezultat distrugerea lor prin dezagregare și alterare.

Diferențierea genetică este cea care își pune amprenta asupra constituției mineralogice, structurii și texturii. Alături de aceasta foarte importantă este vârsta rocilor. Luate împreună acestea determină comportamentul geomorfologic al rocilor. El va fi materializat în fizionomii distincte, care permit conturarea asociațiilor morfolitologice (Mac, 1996).

5.5.3. Relieful format pe granite

Pe granite și alte roci de origine magmato-vulcanică intruzivă, asemănătoare acestora ca alcătuire și comportament geomorfologic, se formează un relief distinct. Acesta este alcătuit din forme de relief dezvoltate în conformitate cu alcătuirea mineralogică a rocilor, starea lor de conservare și cu particularitățile mediului morfogenetic în care se desfășoară procesele modelatoare (Mac, 1980).

Cu toate că este o rocă magmatică de adâncime, dură și compactă, datorită rigidității sale se fisurează în timpul mișcărilor tectonice. Prin intermediul fisurilor apa pătrunde în depozite, înlesnind procesele de meteorizație. Mineralele din compoziția granitului, cuarț, feldspat, mică etc. au indici de dilatare foarte diferiți motiv pentru care coeziunea rocii se distruge repede, prin dezagregare, îndeosebi când este supusă unor amplitudini termice (Rădoane et al., 2000). El rezistă foarte mult la eroziunea exercitată de apele curgătoare

Se remarcă în acest sens următoarele **forme de relief**: îngrămădirile de sfărâmături, căpățânile de zahăr, vârfurile piramidale etc.

Îngrămădirile de sfărâmături sunt alcătuite atât din blocuri mari cât și din granule fine de granit. Ele s-au format în urma dezagregării granitului datorită proceselor de îngheț-dezgheț, insolației etc. Eficacitatea proceselor modelatoare este mai mare atunci când rocile sunt afectate de fisuri, pe fondul unei stări genetice precare.

Formarea îngrămădirilor de sfărâmături este favorizată în cazul granitului și a rocilor similare de predispoziția genetică a rocii către dezmembrare; de exemplu, existența mineralelor de cuarț, feldspați și mică, determină comportări termice diferite. La rândul lor diaclazele înlesnesc pătrunderea apei și favorizează hidroliza (Mac, 1980).

Elementele rezultate în urma dezagregării granitului sunt localizate fie la nivelul interfluviilor plane, unde alcătuiesc mările de blocuri, fie la baza versanților sau a martorilor reziduali, unde îmbracă poala acestora sub forma unor îngrămădiri de sfărâmături. Ca exemple se pot menționa cele din Munții Retezat și Masivul Dobrogei.

La nivelul Terrei astfel de forme sunt caracteristice teritoriilor cu diverse tipuri de climat. În teritoriile reci și temperate fragmentarea granitului este datorată dezagregării. Desfacerea rocilor are loc până la baza granulelor fine, formându-se astfel **arena granitică** (Mac, 1980). În regiunile cu climat cald și

umed blocurile de granit sunt supuse unei măcinări neîntrerupte, până la desfacerea rocii în constituenții minerali; rezultatul este o scoarță de alterare în componența căreia există argile. Acestea determină reținerea apei la suprafața terenurilor și accentuarea descompunerii pe cale chimică până la stadiul de caolinizare (Mac, 1980).

Blocurile sferice dau de multe ori nota de specificitate teritoriilor alcătuite din granite, îndeosebi în climate aride și semiaride, dar se întâlnesc și în climat temperat așa cum este la sud de masivul central Francez și în arealul Huelgoat din Bretania. Desfacerea în blocuri sferice este favorizată de rețeaua de fisuri și diaclaze ortogonale, specifică graniturilor alcătuite din granule grosiere (Rădoane et al., 2000).

Căpățânile de zahăr denumite așa după stânca Pão de Açúcar (pâine din zahăr), de lângă Rio de Janeiro, se dezvoltă în condițiile climatului intertropical, cald și umed, cu un anotimp ploios. Se prezintă sub forma unor proeminențe cu aspect de cupole relativ conice sau domuri. Ele se înalță peste teritoriile învecinate cu până la 200 m (fig. 5. 63). Se întâlnesc în regiunile cu climat tropical cu alternanță sezonieră (Brazilia, Guyana Franceză, Zimbabwe, Kenya, Camerun, Sudan, Madagascar, India ș.a.).

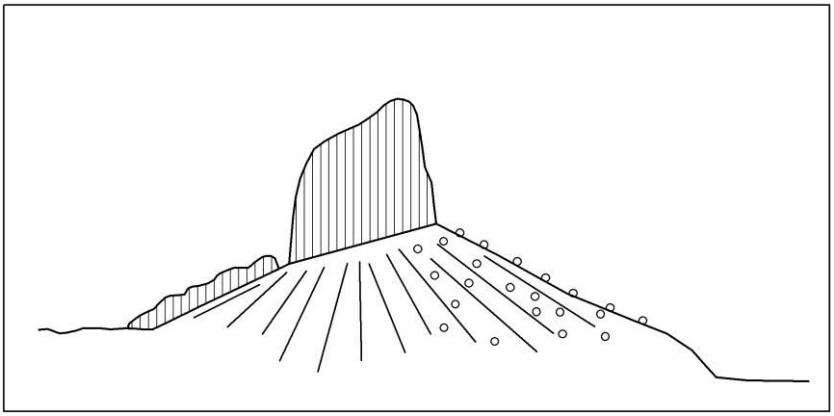


Fig. 5. 63. Relief pe granite de tip căpățâni de zahăr, în Sierra do Maar (Mac, 1980, p. 12)

Se formează datorită descuamării sferice a granitului, care are loc îndeosebi la partea lor superioară, accentuând rotunjirea lor. În același timp flancurile sunt supuse eroziunii peliculare și torențiale, care are rolul de a evacua atât materialele fine, cât și pe cele mai grosiere. Pentru geneza lor sunt necesare câteva condiții minimale: prezența unor masive granitice vechi, cu diaclaze dispuse curbat (adaptate la structură); prezența eroziunii care să îndepărteze periodic scoarța de alterare; o structurare concentrică a rocii granitice apărută în timpul formării (Mac, 1980).

Vârfurile piramidale sunt rezultatul eroziunii unor mase de roci dure ajunse în poziție verticală. Ele trec de la stadiul de vârfuri piramidale, la vârfuri ascuțite,

pentru ca în final să se prezinte sub forma unor ace solitare, înconjurate de sfărâmături acumulate sub formă de grohotişuri.

Tafonii sunt scobituri semisferice prezente în pereţii masivelor granitice. Pentru formarea lor, alături de prezenţa rocilor dure este necesară şi existenţa unui climat cu un anotimp umed şi altul secetos, care să favorizeze acţiunea de umezire-uscare în mod diferit între interior şi exteriorul rocii (fig. 5. 64). De asemenea, substratul trebuie să fie lipsit de vegetaţie şi cuverturi deluviale (Mac, 1980).

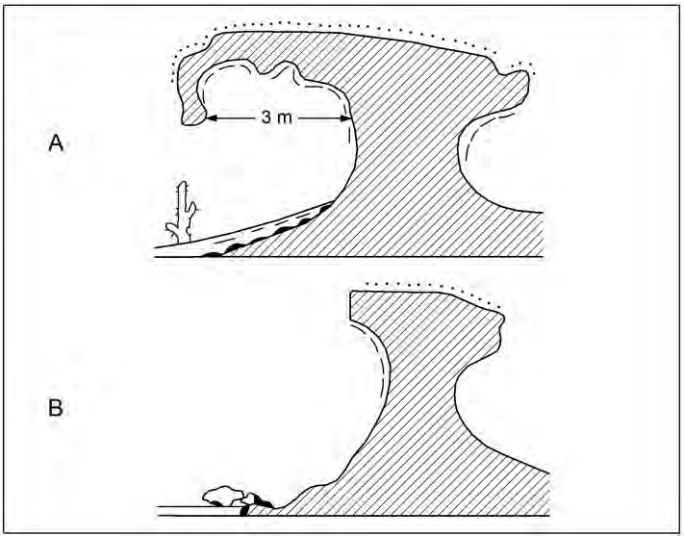


Fig. 5. 64. Relief de tafoni pe diorite: A – stadiul de maturitate, B – stadiul de bătrâneţe (Grenier, 1968, citat de Mac, 1980, p. 14)

Dezvoltarea scobiturilor din granite şi alte roci similare cu acestea (granodiorite, diorite, sienite, gabrouri etc.) sub aspectul comportamentului faţă de umezire-uscare, se realizează prin intermediul alterării. Bolta formei de tip tafonii, nefiind expusă direct insolaţiei, se păstrează umedă în cea mai mare parte a timpului. Prin concentrarea umezelii la partea ei superioară se asigură permanentizarea alterării.

Cu toate că au o repartiţie discontinuă la nivelul Terrei, graniturile şi rocile asemănătoare cu acestea au o morfologie specifică, caracterizată prin: forme de relief cu aspect masiv şi greoi, care în profil transversal sunt rotunjite; prezenţa martorilor de eroziune, care domină teritoriile înconjurătoare; prezenţa grohotişurilor la baza abrupturilor şi a martorilor de eroziune; existenţa unei alternanţe între interfluvii plate şi văi largi, delimitate de versanţi convecşi; în teritoriile cu climat umed reţeaua hidrografică este densă, cursurile de apă sunt scurte, iar izvoarele numeroase; în teritoriile calde şi aride caracterul ruiniform al reliefului apare ca dominant (Mac, 1980).

Formele de relief condiționate de roci granitice se întâlnesc în: Scutul Baltic, munții hercinici din Europa, Munții Alpi, Munții Carpați, Podișul Brazilian, Sahara, California, Podișul Dekkan (India), Insula Madagascar etc.

5.5.4. Relieful format pe argile

Argilele sunt roci slab consolidate formate prin cimentarea mâlurilor și prafurilor. Ele au în componentă o serie de minerale (montmorilonit, beidelit, illit, caolin, haloizit etc.) rezultate din alterarea rocilor preexistente. Lor li se adaugă limonit, clorit, cuarț, muscovit, silice coloidală, carbonați, substanțe organice etc.

Modul de formare și compoziția mineralogică determină ca argilele să fie friabile, caracterizate de legături fizice și chimice instabile, un grad de absorbție crescut, să fie impermeabile și să aibă coerența indecisă. Prin îmbibarea cu apă rocile argiloase cresc în volum, își modifică forma de zăcământ prin gonflare, fapt care le determină să devină plastice. Efectul invers, și anume pierderea rapidă a apei determină reducerea volumului, care este însoțită de contracții și fisurarea rocii.

Revenind la interacțiunea dintre argilă și apă, roca apare impermeabilă, deoarece pătrunderea apei are loc foarte încet, iar la un moment dat se ajunge la saturație; este vorba mai mult de un proces de umectare prin absorbție hidrică de contact (Mac, 1980). În aceste condiții se poate ajunge, ca partea superioară a unui depozit de argilă să fie considerată impermeabilă, datorită îmbibării cu apă până la saturație, în timp ce orizontul următor să fie uscat. Din această cauză se ajunge ca în timpul precipitațiilor sub formă de ploaie, scurgerea apei pe un substrat argilos să se producă imediat.

Date fiind proprietățile rocilor argiloase, agenții externi care acționează asupra lor, determină o fizionomie aparte a reliefului. Se ajunge ca în condițiile unui exces de umiditate acesta să fie modelat de șiroire, ravenare, solifluxiune, curgeri noroioase, alunecări de teren etc., pe când în condiții aride și semiaride să aibă loc o fragmentare sub formă de poligoane, rezultând relieful de takâre (termen folosit în stepa est-europeană) sau de coșcoave (termen folosit în România).

Principalele **forme de relief** care se dezvoltă pe argile vor fi prezentate în continuare.

Ogașele și ravenele se formează îndeosebi în teritoriile cu un climat semiarid, dar și în locuri cu climat temperat, când primăvara și vara se înregistrează ploi torențiale, care cad pe un substrat lipsit de un înveliș vegetal protector consistent. Se ajunge, prin repetarea proceselor de scurgere a apei, chiar și la formarea torenților. Ei pot să fragmenteze terenurile până la stadiul de bad-lands, așa cum se întâmplă regiunea Dakota din S.U.A. Situații similare se întâlnesc în

Subcarpații, Buzăului, Subcarpații Vrancei, Colinele Tutovei, Podișul Târnavelor, Podișul Someșan etc.

Terasele de solifluxiune. Solifluxiunea este caracteristică atât teritoriilor argiloase din climatul temperat, dar și celor din climatul subpolar. Orizonturile superficiale de argilă fiind saturate cu apa provenită din precipitații sau în urma dezghețului se deplasează spre partea inferioară a versanților.

Curgerile noroioase sunt rezultatul înmuierii excesive a argilelor. Se ajunge ca pe suprafețele înclinate argilele saturate în apă să se deplaseze gravitațional, chiar și sub forma unor alunecări de tip curgere.

Alunecările de teren reprezintă procesul și forma de relief cea mai întâlnită pe argile. Ele sunt rezultatul îmbibării orizonturilor superioare ale pachetului de roci argiloase, care în urma gonflării își modifică volumul, sunt săltate în profilul versantului și apoi alunecă gravitațional. Alături de prezența argilei, la baza producerii alunecărilor de teren stau numeroase cauze și condiții. Forma pe care o iau corpurile de alunecare este diversă, ea fiind în funcție de condițiile locale. În România, condiții favorabile pentru producerea alunecărilor de teren sunt în Depresiunea Transilvaniei, Subcarpații de Curbură, Podișul Moldovei etc.

Relieful de takâre și coșcoave se formează prin uscarea puternică a argilei. În urma acestui proces are loc o fragmentare a terenurilor sub formă de poligoane. Cu timpul ele se fărâmițează în particule fine, care pot fi transportate de către vânt și depuse sub forma unei pelicule subțiri.

În ansamblu, relieful format pe roci argiloase este caracterizat de văi largi, cu versanți lini și profil concav, despărțite de interfluvii convexe, care au altitudini relative scăzute față de teritoriile înconjurătoare. Majoritatea proceselor geomorfologice prezentate se derulează la nivelul versanților. Rețeaua hidrografică, chiar dacă este densă, are un regim de scurgere temporar, îndeosebi la nivelul râurilor de ordin 1 și 2 în sistemul Horton-Strahler. O astfel de situație se înregistrează în Câmpia Transilvaniei. În perioadele cu exces de umiditate, în luncile râurilor apa poate stagna accentuând fenomenul de băltire, fenomen la care pot contribui și alunecările de teren, ce ajung de pe versanți în albia râurilor barând cursurile acestora (Mac, 1980).

Forme de relief asemănătoare cu cele care se formează pe argile, se întâlnesc pe marne și șisturi argiloase (roci argiloase stratificate). Marnele sunt și ele roci moi, cu aspect pământos, sfărâmicioase sau compacte, care uneori pot fi stratificate. Chiar dacă procesele geomorfologice care se manifestă sunt aceleași, deosebirea constă în valorile mai mari ale energiei de relief. Acestea sunt datorate menținerii unor altitudini relative mai mari între culmile interfluviale și culoarele de vale. Datorită rezistenței mai mari a marnelor, și a intercalațiilor prezente (gresii și conglomerate), profilul versanților este mai accidentat și cu valori mai mari ale înclinării.

5.5.5. Relieful format pe loess

Loess-ul este o rocă sedimentară detritică, afânată şi sfărâmicioasă, care dimensional se încadrează la aleurite (dimensiuni cuprinse între 0,01 şi 0,1 mm). Denumirea de loess provine din cuvântul german lose, care în regiunea Rin înseamnă afânat, sfărâmicios (Tufescu, 1966).

În compoziţia lui intră granule de cuarţ colţuros, pe care aderă pelicule argiloase sau calcice, material argilo-prăfos, mică şi calcit pulverizat; el are o agregare redusă, culoare cenuşiu deschisă sau brun cafenie şi este lipsit de stratificaţie (Mac, 1980). Sub aspect procentual loess-ul este alcătuit din 60-70% cuarţ, 10-25%, calcar şi 10-26% diverşi silicaţi de aluminiu (mică, feldspaţi, minerale argiloase). Sub acţiunea precipitaţiilor, loessul se decalcifiază şi calcarul se acumulează sub forma unor concreţiuni denumite păpuşi de loess.

Compoziţia sa indică o geneză complexă. Pentru stabilirea modului de formare a loess-ului au fost elaborate mai multe ipoteze şi teorii. Potrivit acestora se deosebesc următoarele tipuri de loess: *eolian* (localizat în general de-a lungul văilor, pe terase şi pe versanţi cu valori reduse ale declivităţii), *aluvial* (situat în lunci şi pe terase fluviale vechi), *fluvio-glaciar* (se întâlneşte în câmpii deltaice şi fluvio-glaciare), *deluviale* (existent în câmpii piemontane, câmpii joase, depresiuni, văi dezvoltate), *proluvial* (format pe conuri de împrăştiere), *eluvial* (situat pe interfluvii şi platouri) etc. (Rădoane et al. 2000).

Loess-ul este răspândit destul de neuniform pe Terra. Se pot deosebi totuşi două fâşii paralele situate la latitudini mijlocii. În emisfera nordică se remarcă loess-urile din Europa, Asia (ajung la grosimi de 500 m), America de Nord şi Africa, iar în cea sudică cele din America de Sud, Australia şi Noua Zeelandă. La nivel regional, pentru Europa de exemplu, depozitele de loess nu depăşesc 30 m grosime, şi destul de rar se întâlnesc la altitudini mai mari de 400 – 500 m. Loess-ul european este dispus sub forma a două fâşii orientate de la vest la est. Prima se află între marginea nordică a munţilor hercinici şi limita înaintării maxime a gheţarilor cuaternari de calotă; ea începe din Peninsula Bretagne, cuprinde o parte din Bazinul Parizian, Podişul Renan, Podişul Saxoniei, Mala Polska şi Bielorusia (Mac, 1980). Cea de-a doua, localizată mai la sud şi cu suprafeţe mai restrânse începe din Valea Rhonului, se continuă în podişul Bavariei, Bazinul Vienei, Câmpia Panonică, Câmpia Română şi nordul Podişului Prebalcanic. Cele două fâşii se unesc în Podişul Moldo-Podolic de unde se continuă apoi în sudul Ucrainei şi stepa Kubanului (Mac, 1980).

Pe o astfel de rocă, acţiunea agenţilor externi este una aparte, ea fiind condiţionată de: structura prăfoasă, ceea ce îl face pulverulent; porozitatea, care îi conferă proprietatea de a absorbi cu uşurinţă apa; prezenţa concreţiunilor calcaroase la anumite nivele şi a unor orizonturi stratificate mai dure datorită acumulării oxizilor

ferici; varietatea mare genetică, reflectată într-o mare diversitate de caractere (Mac, 1980). La acestea se adaugă condiţiile de mediu (relief preexistent, climat, vegetaţie etc.), în care are loc modelarea loess-ului.

Formele de relief care se vor dezvolta pe loess vor fi condiţionate de: grosimea depozitului, starea de umiditate sau de uscăciune a acestuia, viteza de circulaţie a apei în masa materială, de caracteristicile rocilor subiacente şi a reliefului preexistent depunerii loessurilor (Mac, 1980). Cele mai cunoscute forme de relief dezvoltate pe loess sunt: versanţii povârniţi, terasele structurale, văile în loess, prăbuşirile în trepte, forme de terminate de sufoziune şi tasare.

Versanţii povârniţi se prezintă sub formă de coloane prismatice alipite şi se întâlnesc în lungul văilor şi marginea platourilor sau colinelor din loess. Formarea lor este strâns legată pe proprietatea pachetelor de loess de a se desface în pereţi verticali (Mac, 1980). Autorul citat menţionează în continuare că, la acest proces contribuie: rezistenţa redusă a orizonturilor de loess, datorată golurilor rămase în urma descompunerii materiei organice sau ca urmare a spălării carbonaţilor; contracţiilor survenite în urma uscării; legăturile între particule mai strânse în plan orizontal decât în cel vertical etc. Când depozitul de loess este gros şi alcătuit din orizonturi cu durităţi diferite, se ajunge la formarea versanţilor etajaţi, în cadrul cărora colonele sunt separate de brâie structurale.

Când substratul este lipsit de un înveliş vegetal protector, chiar şi la cantităţi reduse de precipitaţii pe versanţi se iniţiază denudarea peliculară şi ravenarea, care modifică semnificativ profilurile iniţiale.

Terasele structurale sunt forme de eroziune selectivă, la formarea cărora agentul eolian are o contribuţie semnificativă. Ele sunt caracteristice loess-urilor alcătuite din orizonturi cu durităţi diferite. Prin îndepărtarea orizonturilor mai afânate, vântul, dar şi spălarea în suprafaţă, scot în relief orizontul mai compact sub formă de terasă structurală (Mac, 1980). În funcţie de condiţiile locale se pot forma serii etajate de terase structurale, mai extinse la bază şi mai înguste spre interfluviu, aşa cum este în cazul versanţilor formaţi pe loess din China şi Mongolia.

Văile în loess se formează în situaţia în care suprafeţele ocupate cu această rocă sunt destul de extinse că să se organizeze o reţea hidrografică sau să fie traversate de cursuri alohtone. Văile au aspect de chei sau canioane, deoarece apele curgătoare se adâncesc rapid şi lasă în urma lor versanţi abrupţi. Caracterul scurgerii este de cele mai multe ori temporar. Ca exemplu pot fi date văile din Platoul de loess din China, dar şi cele din Dobrogea (fig. 5. 65).

Surpările în trepte sunt specifice versanţilor şi suprafeţelor abrupte. Surparea este una în trepte, deoarece odată desprinsă prima coloană, ea este urmată la un moment dat de alta, pe fondul subminării continue a bazei versaţilor prin eroziune (fig. 5. 65).

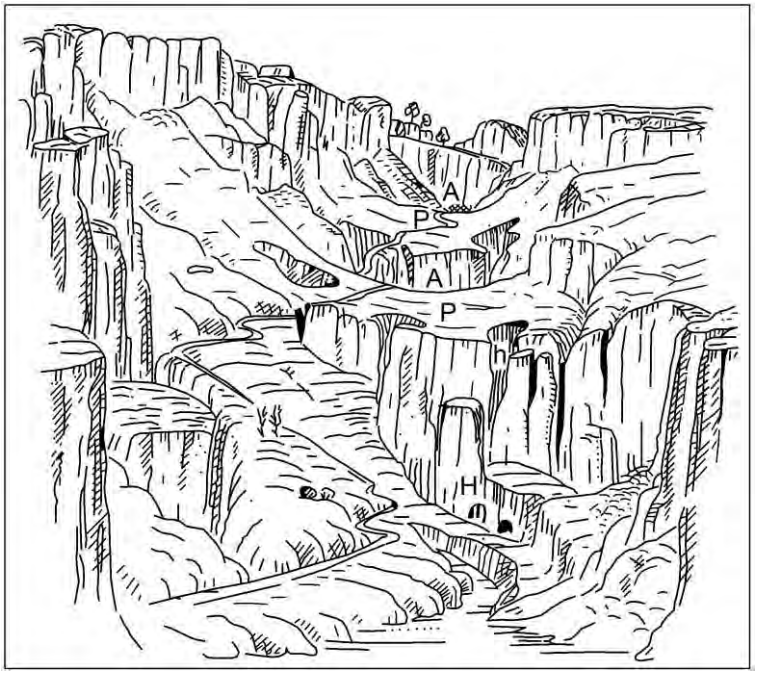


Fig. 5. 65. Râpa mare de la Stelnica (nord de Fetești), tip de vale sufozională: A – avene, P – punți, h – hornuri, H – gura hrubei subterane (Tufescu, 1966, p. 193)

Forme de relief rezultate în urma sufoziunii și tasării. Indiferent că este vorba de sufoziune sau tasare rezultatul este prezența unor excavații închise, eliptice sau circulare. În cazul sufoziunii se formează pâlnii, care prin intermediul hornurilor comunică cu tunelul subteran, iar în cel al tasării crovuri, găvane și padine. Wilhelmy (1974, citat de Mac, 1980) precizează că acestea sunt și rezultatul depunerii neuniforme a loessului. Inițierea lor este așadar favorizată de existența unor concavități, rezultate în urma genezei depozitelor de loess, în care se acumulează apa provenită din precipitații. În timp ce se infiltrează, apele se încarcă cu particule fine de loess, favorizând astfel sufoziunea și tasarea. Acțiunea concomitentă a acestora, însoțită și de alte procese cum ar fi cele eoliene, determină creșterea în dimensiune a crovurilor, până la stadiul găvan. Prin unirea lor, spațiul dintre ele se reduce, ceea ce determină ca o dată cu trecerea timpului să se formeze depresiuni alungite denumite padine (Mac, 1980). Există și posibilitatea ca mai multe crovuri să se unească, de-a lungul unor aliniamente, conducând cu timpul la formarea văilor de crovuri; dacă se intersectează pânza freatică ele pot evolua spre văi de eroziune. Urmărită în profil transversal, o astfel de evoluție relevă existența unei secțiuni superioare evazate, legată de stadiul padinei, precum și a unei secțiuni inferioare, mult mai îngustă, datorată eroziunii în adâncime (Mac, 1980).

Materialul din taluzul crovurilor, găvanelor și padinilor este îndepărtat prin spălare și ajunge să căptușească partea inferioară a acestora, favorizând formarea de

lacuri, de obicei cu caracter temporar. În același timp prin supraumectarea loess-ului se pot forma alunecări de teren superficiale pe taluzurile formelor de relief rezultate în urma sufoziunii și tasării.

Ca exemple de crovuri și padine, din România, pot fi date cele din Câmpia Română, Podișul Dobrogei și Câmpia Banatului. Ele sunt frecvente și în Câmpia Europei de Est, unde se numesc farfurii de stepă.

Urmărirea mecanismelor de evoluție a reliefului dezvoltat pe loess relevă că există două direcții de dezvoltare a acestuia.

Inițial datorită permeabilității remarcabile, apele se infiltrează preponderent pe verticală, timp în care circulația pe orizontală este aproape nulă (Mac, 1980). În aceste condiții evoluția reliefului este strâns legată de grosimea depozitului de loess și de tipul rocilor de la partea inferioară, motiv pentru care formele de relief se caracterizează prin secțiuni drepte (maluri verticale, hornuri de sufoziune, guri de hrube etc.).

Ulterior pe măsură ce eroziunea verticală atinge roca din bază, cea care predomină este eroziunea laterală. Dacă la partea inferioară a depozitelor de loess există roci impermeabile, de tipul argilelor, orizontul lor superior va funcționa ca nivel de bază pentru eroziunea din loess, condiții în care golurile din masa de loess se vor extinde pe orizontală.

Rezultatul evoluției acestor forme de relief specifice loess-ului este o îmbinare contrastantă a planurilor verticale ale versanților abrupți și a hrubelor de sufoziune, cu cele orizontale ale câmpurilor dintre crovuri și ale părții inferioare a padinilor și a văilor de eroziune. O astfel de morfologie contrastantă este posibilă doar în cazul unei roci omogene și nestratificate, așa cum este loess-ul, rocă pe care nu se dezvoltă forme rotunjite și nici planuri oblice, ci doar forme de delimitate de linii frânte și verticale (Mac, 1980).

La modul general relieful teritoriilor alcătuite din loess este fragmentat de văi adânci și înguste, despărțite de interfluvii netede și uscate. La nivelul acestora din urmă chiar dacă sunt prezente denivelări de tipul crovurilor, găvanelor și padinilor, ele nu reușesc să contrabalanseze suficient monotonia interfluviilor caracteristică câmpiilor stepice formate pe loess. Local, acestor forme li se adaugă spălări în suprafață, alunecări de teren etc. Dincolo de însemnătatea geomorfologică, datorită porozității favorabile (5 - 20%) și bogăției în carbonați și alte elemente bazice, pe loessuri se formează cele mai fertile soluri.

5.5.6. Relieful modelat pe nisipuri

Nisipurile sunt roci psamitice necimentate, cu bobul mic (0,1 – 2 mm), foarte variate ca geneză (eoliene, marine, fluviale etc.). Sub aspect mineralogic ele au în componență cuarț (peste 50%), feldspați (5-10%), muscovit (10-15%), la care se mai adaugă în cantități mici granați, amfiboli, piroxeni, olivină, calcit, aur nativ, glauconit etc.

Acțiunea agenților geomorfologici externi asupra terenurilor alcătuite din nisipuri se va realiza în funcție de: alcătuirea mineralogică, mărimea și gradul de legătură a particulelor nisipoase, care influențează în continuare, posibilitatea de modificare a reliefului, permeabilitatea depozitului și mecanismele de modelare; condițiile de mediu (umiditate, uscăciune, acoperire cu sol, grad de acoperire cu vegetație și prelucrarea antropică a terenului), care determină în cele din urmă stabilitatea nisipurilor și influența climatului asupra modelării; circulația apei și sărurilor în masa depozitului, în funcție de care au loc restructurări ale poziției particulelor, concreționări, eroziuni interioare etc. (Mac, 1980).

Forme de relief. Spre deosebire de relieful format pe alte tipuri de roci, în cazul nisipurilor morfologia rezultată este foarte mult influențată de climat.

În climatele temperat umede pe nisipuri se formează ***văi largi***, cu ***versanți*** care au valori reduse ale declivității. Caracterul scurgerii este unul intermitent, chiar și în perioadele cu precipitații, din cauza infiltrărilor subterane. Prezența apei în nisipuri conduce la înmuierea fracțiunilor nesilicioase, la care aderă apoi firicelele din apropiere. Rezultatul este formarea unor orizonturi mai dure, care vor fi scoase ulterior în evidență de către eroziune sub formă de brâie, polițe și sectoare mai abrupte de versant. Prin concreționare în depozitele nisipoase s-au format ***trovanți***, care pot depăși în diametru 1 m. Dacă eroziunea le detașează din masa nisipoasă ele se pot rostogoli pe versant, în timpul dezghețului din primăvară, sau pot glisa pe nisipul supraumectat. În România trovanți se găsesc în Dealul Feleacului, Podișul Someșan, Subcarpații Getici (la Costești) etc. Existența unor soluri nisipoase în amestec cu particule argiloase permite o eroziune diferențială prin denudare peliculară, în urma căreia rezultă creste de pământ și ***piramide coafate***.

În climatele temperat secetoase, în condiții de uscăciune și lipsa unei înveliș vegetal consistent, mobilitatea nisipurilor este în creștere, astfel încât modelarea eoliană devine prioritară (Mac, 1980).

În climate umede, când nisipul este lipsit de un înveliș vegetal protector, el ajunge să fie puternic îmbibat cu apă, condiții în care se formează ***curgeri nisipoase umede***. Suprasaturarea nisipului cu apă și fluidizarea lui, presupun existența în substrat a unor orizonturi de rocă impermeabilă (Rădoane et al., 2000).

În climatele calde aride și semiaride modelarea eoliană devine dominată. Ea se concretizează atât prin forme de relief de eroziune, cât și de acumulare. În categoria formelor de relief de eroziune se includ ***yardang***-urile, ***scobiturile eoliene***, ***depresiunile de deflație și coraziune*** etc., pentru ca ***ridurile eoliene***, ***movilele de nisip***, ***dunele*** etc**.**, să reprezinte formele eoliene de acumulare.

În climatele reci înghețul determină ca nisipurile să fie impermeabile. În situația în care ele se află în alternanțe cu straturi de argile, favorizează ***solifluxiunea*** în perioadele cu dezgheț. Nisipul împreună cu zăpada, dacă sunt spulberate de către vânt și apoi acumulate formează ***dune nivo-eoliene***.

Condiții pentru formarea reliefului pe nisipuri există și în România. Se remarcă în acest sens nisipurile modelate eolian de la Valea lui Mihai, Carei, Ivești, Hanul Conachi, Țăndărei, Calafat, Bechet, nisipurile din Delta Dunării și de pe litoral.

Nota dominată a relieful format pe nisipuri este dată de caracterul estompat al formelor, pe fondul tendinței permanente de transformare și nivelare a terenurilor nisipoase.

5.5.7. Relieful format pe gresii și conglomerate

Gresiile sunt roci psamitice care provin din cimentarea nisipurilor. În funcție de natura cimentului, cea care de altfel le dă o anumită culoare, gresiile pot fi: calcaroase (albe), silicioase (albe), micacee, argiloase, feruginoase (brune), gipsoase, dolomitice, glauconitice (verzi), manganoase (negre) etc. Cu toate că sunt roci dure, prin meteorizație, care în cazul lor presupune dezagregarea și dizolvarea cimentului de către apele de infiltrație, se formează la nisipuri eluviale.

Conglomeratele reprezintă roci psefitice rezultate în urma cimentării pietrișurilor. După tipul cimentului ele pot fi: calcaroase, argiloase, silicioase, feruginoase și mai rar gipsoase sau dolomitice. Dintre acestea cele mai dure sunt cele cu ciment silicios. Dezagregarea conglomeratelor determină formarea cuverturilor de pietrișuri de natură eluvială.

Comparativ cu celelalte tipuri de roci sedimentare, al căror relief specific a fost prezentat anterior, în cazul gresiilor și al conglomeratele morfologia este una mult mai spectaculoasă. Diferența este dată de faptul că aceste roci sunt cimentate. Chiar dacă ne-am aștepta ca relieful să fie uniform nu este așa, deoarece gradul de cimentare și variațiile granulometrice introduc discontinuități. În plus, prezența fisurilor și permeabilitatea, determină ca gresiile și conglomeratele să fie vulnerabile (Mac, 1980), la acțiunea agenților externi

Gresiile se găsesc într-o gamă destul de largă, de la varietatea argiloasă fină, până la gresia conglomeratică. Tocmai de aceea relieful format pre gresii și conglomerate are multe puncte comune și poate fi analizat împreună.

Răspunsul geomorfologic al acestor roci este în funcție de grosimea depozitelor, de modul în care alternează straturile cu durități diferite, de tipul liantului care leagă particulele, de climat, de modul de utilizare al terenurilor etc. La formarea reliefului participă numeroase procese geomorfologice: meteorizația, denudarea peliculară, ravenarea, coraziunea eoliană, deplasările de teren etc., fapt care face dificilă sistematizarea formelor de relief (Mac, 1980).

Forme de relief caracteristice gresiilor și conglomeratelor pot fi grupate în felul următor: forme de excavare, forme reziduale, relief tabular, forme de acumulare, forme de tasare etc.

Forme de excavare se formează prin eroziunea gresiilor şi conglomeratelor realizată de către denudarea peliculară, deflaţie şi transport fluviatil. Din categoria acestor forme se remarcă: *alveolele* (scobituri, de dimensiuni variate, formate în orizonturile mai friabile), *surplombele* (sunt rezultatul îndepărtării materialelor slab consolidate de sub orizonturi mai dure), *hornurile* şi *grotele* (se formează prin valorificarea fisurilor şi diaclazelor de către eroziunea eoliană, dizolvare chimică, gelifracţie; deschiderile primare sunt lărgite vertical rezultând hornuri sau orizontal când se formează grote; ca exemple pot fi date Hornurile din Piatra Craiului, avenul de la Şapte Scări din Piatra Mare, grotele din gresiile oligocene ale Podişului Someşan). De asemenea, gresiile sunt bine reprezentate în Carpaţii Orientali, unde se remarcă gresia de Tarcău şi gresia de Kliwa.

Formele reziduale sunt reprezentate de: ace, turnuri, stânci zvelte, piramide coafate, blocuri insulare, relief de babe, sfincşi, mese. În formarea lor rol important îl are fisurarea şi diaclazarea, care asigură pătrunderea apelor de ploaie în masa gresiilor şi conglomeratelor. De exemplu, o fisură, în urma procesului de eroziune ajunge să fie transformată într-un şanţ vertical; continuarea modelării determină izolarea din masa de gresii a unui martor lateral, care ulterior este fasonat prin meteorizaţie, vânt şi şiroire, în fizionomii diverse (Mac, 1980). Martorii de eroziune care rămân au aspect de inselberg şi sunt înconjuraţi de sfărâmături rezultate în urma consumului depozitelor iniţiale de gresii şi conglomerate.

Gama de forme de relief amintite se întâlneşte în masivele sinclinale suspendate din Carpaţii Româneşti: Turnurile din Ceahlău, Piatra Singuratică din Hăşmaş, Bisericuţa, Piramidele, Ciobănaşul, Coloanele, Babele şi Sfinxul din Bucegi, Tigăile din Ciucaş etc.

Formele de acumulare se referă la nisipurile de dezagregare, aşa cum sunt cele de pe Platoul Bucegilor, la grohotişurile de sub vârfurile din Ciucaşului şi Bucegi, la tăpşanele şi pânzele din rocile sfărâmate situate la baza versantului sudic al Munţilor Piatra Craiului.

Formele de tasare de tipul văilor seci sunt rezultatul activităţii curenţilor de drenaj subteran, din tipul averselor mari. După încetarea ploii torenţiale valea rămâne uscată, deoarece infiltrarea este foarte puternică (Mac, 1980).

Relieful de ansamblu al teritoriilor care au un substrat alcătuit din gresii şi conglomerate este caracterizat de prezenţa văilor adânci, largi, cu versanţi fragmentaţi, ai căror declivitate depăşeşte 15^o-20^o. Între văi sunt prezente culmi interfluviale rotunjite, secţionate de înşeuări şi presărate cu martori de eroziune (Mac, 1980).

Dacă depozitele de gresii şi conglomerate au grosimi de ordinul miilor de metri deasupra nivelului mării, relieful rezultat în urma modelării lor primeşte aspect montan, dominând teritoriile înconjurătoare alcătuite din roci mai friabile.

5.5.8. Relieful carstic

În teritoriile în care dizolvarea calcarului în prezența apei devine dominantă, relieful primește o fizionomie specifică, denumită **carst**. Termenul este originar din partea de nordică a Munților Dinarici (Alpii Iulieni), fiind un nume propriu. Este vorba de un platou alcătuit din calcare, localizat în vecinătatea Mării Adriatice, cunoscut sub denumirea de Carst (Karst în limba germană, Kras în limba slovenă, Carso în cea italiană). Se pare că originea termenului se leagă de acel „krs" care înseamnă piatră (Mac, 1996). Astfel, el a primit un conținut fenomenologic și a intrat în geomorfologie sub formă de concept. Studiul relieful carstic a dat naștere la două discipline științifice: carstologia și speologia.

Întrucât celelalte roci pe care se poate forma relief carstic, nu formează decât foarte rar mase importante, carstificarea se leagă de prezența calcarelor. Ele ocupă suprafețe extinse în: America de Nord, America Centrală, sud-estul Asiei, Noua Guinee, Indonezia (Sulawesi), Australia, sudul Franței, Italia, Slovenia, Croația, România, Grecia etc.

5.5.8.1. Condiții pentru formarea carstului

Deși în mod normal termenul de carst este asociat cu calcarul sau alte roci solubile, în lipsa unor condiții specifice, nu se dezvoltă decât un relief calcaros. Acesta este rezultatul eroziunii datorate pluviodenudației, eolizației, îngheț-dezghețului etc., care are loc pe calcare.

În schimb, pentru formarea reliefului carstic trebuie îndeplinite câteva condiții de bază: prezența la suprafața topografică sau aproape de ea a rocilor solubile, de preferință calcare; rocile solubile să fie dense, puternic consolidate și puțin înclinate; să existe căi de atac care să fie utilizate de apă pentru a putea dizolva (condiția structurală); circulația apei trebuie să fie bună pentru a vehicula soluțiile și a asigura amestecul lor; văile, care drenează regiunea, trebuie să fie suficient adâncite în rocile solubile, fapt care favorizează drenajul subteran, care la rândul său favorizează dizolvarea; regimul precipitațiilor trebuie să fie unul moderat. Alături de condițiile menționate, procesul de carstificare va fi nuanțat de: morfologia preexistentă, tipul de climat, de vegetație, de sol și precum și de activitățile antropice (Mac, 1980).

5.5.8.1.1. Roci carstificabile

Dintre procesele care au loc la nivelul scoarței, dizolvarea rocilor și a mineralelor ocupă un loc important. Proprietatea unei substanțe de a se dizolva se numește solubilitate, iar lichidul în care are loc dizolvarea solvent. În cazul reliefului carstic solventul este apa. În funcție de această proprietate, rocile se împart în

insolubile şi solubile. Cum pentru formarea carstului interesează doar ultimele, caracteristicile lor vor fi detaliate în continuare. Rocile solubile se grupează în evaporite şi carbonaţi (Bleahu, 1982).

Evaporitele sunt roci de precipitate care se formează din evaporarea unei soluţii sau din apa de mare. În categoria lor se includ: anhidritul, gipsul şi sarea.

Carbonaţii reprezintă rocile alcătuite din minerale carbonatice, ele sunt următoarele: calcitul (carbonatul de calciu), magnezitul (carbonatul de magneziu), sideritul (carbonatul de fier), rodocrozitul (carbonatul de mangan), witheritul (carbonatul de bariu) etc., la care se adaugă doi carbonaţi dubli: dolomitul (carbonatul de calciu şi magneziu) şi ankeritul (carbonatul de fier şi magneziu), cu menţiunea că dintre ele cel mai important este calcitul, deoarece formează calcarele (Bleahu, 1982). Rocile care dau cele mai multe forme de relief carstic sunt calcarul şi dolomitul.

Calcarul este o rocă sedimentară care se formează în urma unor procese chimice, biogene şi organogene; varianta metamorfică a lui este marmura. El este alcătuit din carbonat de calciu cu puritate diferită. Când impurităţile sunt în cantitate redusă calcarele sunt foarte solubile. În schimb prezenţa elementelor străine în cantitate mare le face greu dizolvabile, fapt ce explică nuanţarea procesului carstic, în aceleaşi condiţii de climă, vegetaţie, sol etc.

Calcarul participă şi la cimentarea unor roci detritice, cum sunt de exemplu conglomeratele şi gresiile calcaroase; prin dizolvarea lor se poate forma relief carstic.

Calcare se formează pe diverse căi (Bleahu, 1982):

- prin depunere chimică, fără participarea vieţuitoarelor, de unde şi denumirea de calcare anorganice;
- prin depunere chimică, cu participarea vieţuitoarelor, denumite calcare biogene;
- prin acumularea resturilor de organisme calcaroase, denumite calcare organogene; în această categorie se includ calcarele recifale, pe baza cărora s-au format majoritatea depozitelor de calcar.

Dolomitul, format din minereul cu acelaşi nume, este a doua rocă carbonatică ca importanţă. Se formează atât prin precipitare directă din apa mării, cât şi prin procese chimice ulterioare depunerii calcarului, care duc la înlocuirea parţială a ionului de calciu cu cel de magneziu (Bleahu, 1982). În prezenţa apei are comportament similar cu cel al calcarului. Se fisurează şi se dezagregă uşor, dar se dizolvă însă mai greu, fapt care determină ca formele de relief rezultate să aibă au profil bine conturat.

Travertinul este o rocă de precipitare continentală, cu textură columnară, ce are în compoziţie un ciment fin. Favorizează îndeosebi geneza microreliefului calcaros, şi mai puţin macrorelieful.

Creta s-a format din scheletele calcaroase fine, cum sunt foraminiferele, precum şi din aporturi anorganice. Are aspect de mase mari stratiforme, care uneori

pot conține particule de glauconit, oxi-hidroxizi de fier și noduli de silice, care o fac mai rezistentă.

Sarea este o rocă sedimentară formată prin precipitare, inclusă în categoria evaporitelor. Pe depozitele de sare se formează atât forme exocarstice, cât și endocarstice. Se remarcă lapiezurile (pe masivul de sare de la Praid, Slănic Prahova etc.), dolinele (cum sunt cele de la Meledic, în care s-au format lacuri), ponoarele și peșterile (Peștera de la Meledic, cu o lungime de 1.220 m).

Indiferent că este vorba de calcare, dolomite sau alte roci carstificabile, ele trebuie să ofere apei căi de acces, pentru a le dizolva. Căile de acces sunt reprezentate de către discontinuitățile existente în roci. Ele se prezintă sub forma fețelor de stratificație și a litoclazelor. Cele din urmă se prezintă sub formă de crăpături care afectează pachetele de calcar. În funcție de dimensiune se clasifică în: fisuri sau leptoclaze (de ordinul milimetrilor), diaclaze (au spațiu liber între pereții crăpăturii), fracturi (sunt de amploare și străbat întregul depozit) și falii.

5.5.8.1.2. Rolul apei în carstificare

Alături de prezența rocii carstificabile, cealaltă condiție de bază este îndeplinită de prezența apei. În procesul de carstificare apa are o funcție dublă: chimică și dinamică.

Funcția chimică este pusă în practică prin mecanismul interacțiunii apei încărcată cu CO_2 și diverși acizi, cu roca. În cazul rocilor cu carbonat de calciu, rezultatul este la trecerea calcarului în bicarbonat de calciu, solubil în apă și instabil din punct de vedere chimic, pentru ca ulterior, bicarbonatul de calciu trece în forme insolubile: calcit, aragonit, travertin. Apele din zonele reci conțin mai mult CO_2 fiind agresive, comparativ cu cele din zonele temperate, mediteraneene, subecuatoriale și tropicale, care au un conținut mai redus. Aici carstul este totuși bine dezvoltat din cauza prezenței în apă a unor acizii, rezultați din acțiuni biologice, care intensifică eroziunea carstică.

În urma interacțiunii dioxidului de carbon (CO_2) cu apa se formează acidul carbonic:

$$CO_2 + H_2O \rightarrow H_2CO_3 \text{ (acid carbonic)}$$

Mai departe acidul carbonic atacă calcarul ($Ca\ CO_3$), pe care îl transformă în dicarbonat de calciu $Ca(CO_3H)_2$, care este solubil în apă:

$$Ca\ CO_3 + H_2CO_3 + \rightarrow Ca(CO_3H)_2$$

Recapitulând, reacția completă este următoarea:

$$Ca\,CO_3 + CO_2 + H_2O \rightarrow Ca\,(CO_3H)_2 \text{ (bicarbonat de calciu)}$$

Se confirmă că dizolvarea calcarului de către apă depinde într-o primă fază de prezența dioxidului de carbon, iar apoi de cantitatea lui. Cu cât ajunge mai mult dioxid de carbon în apă, cu atât se formează mai mult acid carbonic, care dizolvă mai mult calcar.

În realitate lucrurile nu sunt chiar așa de simple, deoarece nu tot dioxidul de carbon trece în acid carbonic, ci mai rămâne o parte care are rolul să echilibreze soluția, el stând în echilibru cu dicarbonatul dizolvat. Înseamnă că *„tot ce este peste necesarul de echilibru este însă luat necombinat în acid carbonic, care imediat se combină cu calcarul și dă dicarbonat. Acest tot ce este peste necesarul de echilibru este, deci, cel mai important în dizolvarea calcarului, aici el atacă calcarul, fapt pentru care este denumit CO_2 agresiv. Prin epuizarea lui nu se mai poate forma acid carbonic, iar odată consumat întregul acid carbonic disponibil prin combinarea cu calcarul, acesta nu va mai putea fi atacat mai departe. Așadar dizolvarea calcarului depinde de cantitatea de CO_2 agresiv din apă. Când el nu mai există nici calcarul nu mai este atacat. Soluția este în echilibru și se zice că este saturată."* (Bleahu, 1982, p. 14).

Soluțiile saturate sunt destul de ușor de dezechilibrat, datorită modificării parametrilor de mediu, lucru care permite reluarea proceselor de dizolvare sau depunere a calcarului. Reluarea dizolvării calcarului are loc când: crește cantitatea de dioxid de carbon, scade temperatura soluției, crește presiunea aerului, se amestecă două soluții (se produce coroziunea de amestec) și când sunt prezente microorganisme (coroziune biochimică datorată unor bacterii). La rândul ei, depunerea calcarelor se produce când: din soluție este extras CO_2, când crește temperatura soluției și când scade presiunea aerului (Bleahu, 1982).

Funcția dinamică este concretizată prin deplasarea apelor în masa rocilor carstificabile. Circulația apei în carst este una cu totul aparte, ea realizându-se respectând următoarele premise (Mac, 1980; Bleahu, 1982):

- calcarul în sine nu este o rocă permeabilă, ci una compactă, prin care apa nu poate trece, dar în schimb este străbătură din toate direcțiile de discontinuități, cum sunt fisurile, diaclazele, fețele de stratificație, care realizează o porozitate de fisurație, favorabilă circulației apei, motiv pentru care calcarul se consideră că are o permeabilitate mare;

- pătrunderea apei în substrat nu se realizează prin infiltrări obișnuite, ci prin intermediul unor rețele de absorbție, reprezentate de fisuri, diaclaze, planuri de stratificare etc.;

- apa ajunsă în depozitul petrografic nu se acumulează într-un nivel subteran unitar, ci compun o rețea de canale, cu treceri în cascadă, cu direcții de deplasare în toate sensurile, chiar și în sus atunci când se află sub presiune, așa cum este în cazul izbucurilor;

- apa din calcar care nu reuşeşte să părăsească masivul devine ineficace, deoarece se va satura şi va stagna, fără a mai contribui la formarea golurilor subterane;

- prin mărirea golurilor vor fi interceptate fisuri umplute cu apă stagnantă, care va fi preluată în circuit devenind activă prin susţinerea coroziunii de amestec;

- tendinţa de deplasare a apei este spre partea inferioară a pachetelor de rocă, atât timp cât condiţiile locale o permit; uneori deplasarea poate fi oprită la un nivel limită, dat de prezenţă unor orizonturi impermeabile (argile, marne etc., aflate la partea inferioară a depozitelor);

Zonarea verticală a apei în carst. Urmărirea circulaţiei apei în carst permite realizarea unei zonări verticale (Bleahu, 1982):

- zona superioară, epicarstică sau de infiltraţie cuprinde fisurile şi diaclazele existente la suprafaţa masivelor calcaroase, prin intermediul cărora are loc pătrunderea apei în subteran; ea cuprinde exocarstul. Profunzimea zonei de infiltraţie este în funcţie de natura calcarului, gradul de fisuraţie şi de climat. Limita inferioară este considerată la nivelul la care apele se organizează în cursuri descendente.

- zona de circulaţie pe verticală asigură trecerea apei infiltrate spre adâncime. Se caracterizează prin prezenţa căilor de acces ale apei dispuse pe verticală. Sunt prezente în număr mare fisurile şi diaclazele şi mai rar tuburile verticale de dimensiuni mari, cum sunt avenele, puţurile şi hornurile. Circulaţia apei determină cu timpul lărgirea canalelor şi realizarea conductelor sub presiune. Apa care circulă pe aici, continuă acţiunea de dizolvare a rocilor, deoarece pe lângă faptul că ea vine cu o încărcătură suficientă de acizi de la partea superioară, înregistrează o temperatură tot mai scăzută pe măsură ce merge în adâncime. În acelaşi timp, cu adâncimea, creşte şi presiunea, sub efectul coloanei de apă care apasă de la partea superioară (fig. 5. 66). În această secţiune un rol important îl joacă coroziunea de amestec. Ea a fost pusă în evidenţă de Bogli în 1964 (citat de Bleahu, 1982) şi este rezultatul interacţiunii a două surse de apă încărcate neuniform cu carbonat de calciu.

- zona de circulaţie orizontală se caracterizează printr-o dinamică în plan orizontal a apelor şi cuprinde galeriile şi râurile subterane. Limita ei inferioară corespunde cu al celor mai coborâte resurgenţe. Curgerea se realizează aici atât în regim liber, la debite scăzute, cât şi sub presiune în timpul viiturilor. Neuniformitatea galeriilor de curgere a apei contribuie la formarea sifoanelor şi a retenţiilor de apă, uneori cu formarea de lacuri. Alături de formele de relief specifice, nota de originalitate este dată de prezenţa aluviunilor, provenite pe de o parte din prăbuşiri interne, iar pe de altă parte aduse de râurile interioare sau prin aport de pe platouri (Mac, 1980), prin intermediul zonei de circulaţie verticală. De asemenea, se formează şi depozite de argilă reziduală.

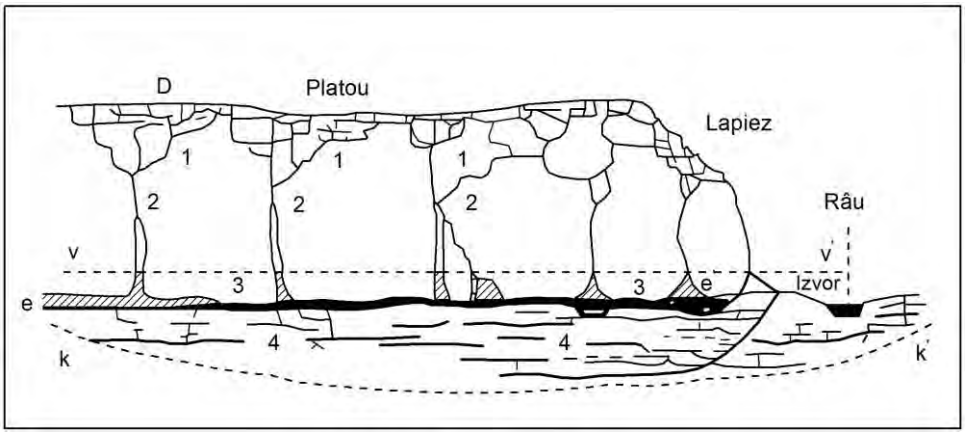


Fig. 5. 66. Etajarea verticală a unui masiv carstic din punct de vedere hidrologic: 1 – zona epicarstică de infiltrație, 2 – zona de circulație pe verticală, 3 – zona de circulație pe orizontală (a râurilor subterane), 4 – zona înecată cu toate spațiile libere ocupate de apă, vv' – nivelul de viitură, ee' – nivelul de etiaj, kk' – nivelul de bază carstic, D – diaclaze superficiale de alimentare (Cavaille, 1962, citat de Mac, 1980, p. 28)

- zona înecată unde toate fisurile și fețele de stratificație sunt ocupate de apă (Bleahu, 1982). Se extinde de sub nivelul celor mai coborâte exurgențe până la orizontul impermeabil, de la baza depozitului de calcare. Volumul de apă este variabil și alături de masa calcaroasă, realizează un acvifer carstic (Mac, 1980). Alimentarea acestuia se poate face nu numai prin infiltrație, pe fisurile de la suprafață, ci și prin intermediul râurilor care pătrund în subteran (Bleahu, 1982). Autorul citat menționează în continuare că, acviferele carstice se organizează în funcție de nivelul exurgențelor, care primesc rol de nivel de bază, dependente și ele de nivelul râurilor sau al depresiunilor limitrofe masivului de calcar; coborârea nivelul de bază local atrage după sine adâncirea canalelor de circulație a apei și părăsirea vechilor drenuri, care devin galerii fosile și rămân etajate la diverse nivele, așa cum s-a întâmplat în Peștera Topolnița (Galeriile Racoviță și Ionescu reprezintă etajul fosil, Galeria Murgoci etajul inundabil la viituri, iar Galeria Neagră etajul activ permanent, accesibil doar la debite reduse).

Cu toate că viteza de mișcare a apei în zona freatică este diferită, pot fi distinse două tipuri: o mișcare rapidă (m/h) și o una foarte înceată (m/an). Ele se leagă de modul în care are loc descărcarea apei prin resurgențe (Mac, 1980).

Agresivitatea apei din zona înecată, în lipsa bioxidului de carbon atmosferic, este asigurată de: variația temperaturii (scăderea ei, în perioadele de răcire, determină mobilizarea bioxidului de carbon și creșterea agresivității apei); de creșterea presiunii hidrostatice, de amestecul de soluții etc.

În urma interacțiunii apelor încărcate cu bioxid de carbon şi diverşi acizi cu rocile carstificabile, se formează relieful carstic. În funcție modul de acțiune a apei, de aspectul formelor de relief, precum şi de poziția față de suprafața terestră s-a deosebit: **relieful carstic de suprafață** (exocarstul) şi **relieful carstic de adâncime** (endocarstul).

5.5.8.2. Exocarstul

La partea superioară a depozitelor alcătuite din roci susceptibile proceselor carstice se formează numeroase forme de relief. Fiecare dintre ele se individualizează prin anumite valori ale parametrilor morfologici şi morfometrici, în dorința de a reliefa complexitatea proceselor carstice.

Nota de originalitate a exocarstului o constituie formele depresionare, concave, prin intermediul cărora apa se drenează în subteran, fără să mai fie nevoită să curgă la nivelul substratului; excepție de la această regulă fac lapiezurile, formele exocarstice orizontale şi cele pozitive (Bleahu, 1982).

Cele mai cunoscute forme ale reliefului carstic de suprafață, aşa cum mai este numit exocarstul sunt: lapiezurile, dolinele, uvalele, poliile, depresiunile carstice deschise şi văile carstice; ele alcătuiesc ***formele depresionare ale exocarstului***. Lor li adaugă ***formele exocarstice orizontale*** (carstoplenele) şi ***formele exocarstice pozitive*** (pereții verticali, crestele calcaroase, pilonii, turnurile, acele şi martorii de eroziune) (Bleahu, 1982).

5.5.8.2.1. Lapiezurile

Sunt forme de suprafață rezultate prin coroziunea rocilor carstificabile; ele se formează fie la suprafață, fie sub cuvertura pedologică (Bleahu, 1982). Morfologic se prezintă sub forma unor şănțulețe separate de creste paralele cu direcția de înclinare a terenului (fig. 5. 67). Sub aspect dimensional, în formă incipientă, ele pot avea câțiva centimetri adâncime, lărgime şi lungime, pentru ca după un timp îndelungat de carstificare, dimensiunile să ajungă la lungimi de ordinul metrilor; adâncimea şi lățimea se mențin totuşi reduse, rar depăşind un metru. Când lapiezurile au un aspect rotunjit ele sunt denumite alveole de lapiezațiune, fapt care arată că ele nu se formează doar prin coroziune, ci şi prin disoluție (Mac, 1980).

La formarea lapiezurilor contribuie următorii factori: fisurarea rocii, scurgerea apei, nivația, fitoeroziunea, eroziunea subglaciară, alterarea selectivă etc.

Dintre criteriile de clasificare a lapiezurilor cel mai folosit este acela care le urmăreşte în raport cu gradul de acoperire cu deluvii. Se disting astfel: lapiezuri libere, semiîngropate şi îngropate (Bleahu, 1982).

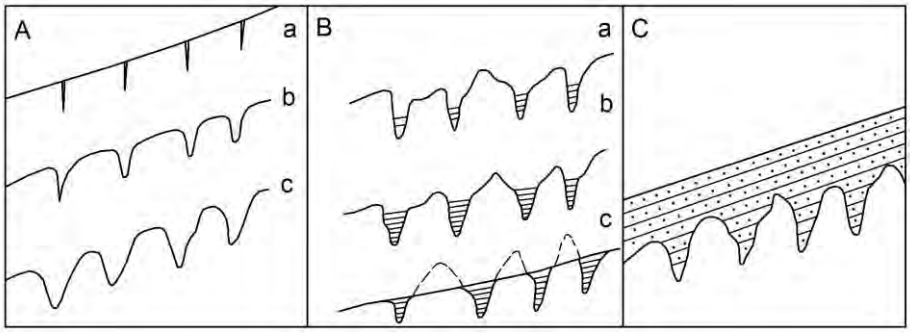


Fig. 5. 67. Formarea și evoluția lapiezurilor: A – formarea și fazele ei de eroziune în a, b, c; B – evoluția și fazele ei de umplere în a, b, c; C – un lapiez fosil (Coteț, 1971, p. 270)

Lapiezurile libere se formează prin scurgerea apelor provenite din precipitații pe roca lipsită de un înveliș pedologic și vegetal. Ele pot fi sub formă de: caneluri (șănțulețe alungite și înguste), excavații concoidale (cu aspect de urmă sau toc), șanțuri de lapiezațiune etc.

Lapiezurile semiîngropate care se formează sub influența coroziunii cauzate de acizii solului aflat deasupra rocii.

Lapiezurile îngropate se generează sub orizonturile de sol, motiv pentru care sunt denumite și criptolapiezuri. (fig. 5. 68)

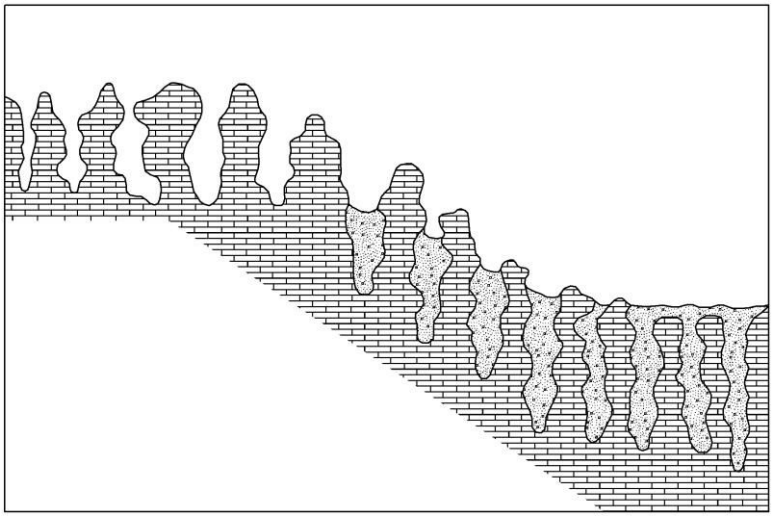


Fig. 5. 68. Lapiezuri în diferite stadii de acoperire (Morariu și Velcea, 1971, p. 205)

În afară de calcare lapiezuri se formează și pe alte tipuri de roci: sare (Praid, Ocna Dejului, Slănic Prahova), andezite stratificate, granite și gnaise, șisturi, conglomerate și gresii (Bucegi, Ciucaș), gipsuri.

5.5.8.2.2. Dolinele

Sunt pâlnii mai mult sau mai puțin rotunde săpate în calcar (Bleahu, 1982). În același timp ele sunt cele mai răspândite forme exocarstice elementare (fig. 5. 69). Ele au diametre de la câțiva metri până la peste 1 km, adâncimi de până la 100 m și suprafețe care merg până la 150.000 m^2 (Bleahu, 1982). În teren ele se întâlnesc grupate în câmpuri de doline, în cadrul cărora densitatea ajunge la 200 – 400 km^2. De exemplu, 24% din carstul sloven și 64% din cel din Muntenegru este ocupat de doline (Bleahu, 1982). Dintre câmpurile cu doline din România se remarcă cele de pe platourile Mărculești, Colonovăț, Vașcău, Zece Hotare etc.

O dolină are mai multe elemente: versanții (se prezintă sub forma unor abrupturi de cele mai multe ori), fundul dolinei (este în formă de pâlnie sau plan orizontal) și canalul de drenaj, ponorul sau sorbul.

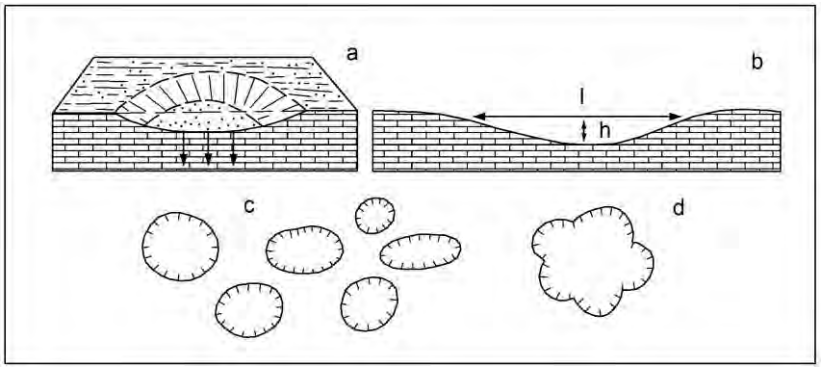


Fig. 5. 69. Dolinele și elementele lor: a – modul de formare, b – elementele unei doline (l – lungime, h - înălțime), c – câmp de doline, d – microdepresiune carstică rezultată din unirea dolinelor (Coteț, 1971, p. 270)

Pentru formarea dolinelor trebuie îndeplinite câteva condiții: prezența fisurilor în roca și disoluția, la care se pot adăuga, dar fără a fi obligatorie participarea simultană: sufoziunea, tasarea și prăbușirea. Dintre acestea disoluția este factorul hotărâtor, celelalte pot contribui la perfectarea și evoluția formei (Mac, 1980).

Dolinele se formează prin dizolvarea treptată a calcarului, proces care determină formarea dolinelor de dizolvare; dacă dizolvarea conduce la coborârea unui strat, care acoperă calcarele, se formează doline de subsidență, iar în cazul în care dizolvarea produce prăbușirea unui gol preexistent, rezultă doline de prăbușire (Bleahu, 1982).

Dolinele evoluează pe verticală atât timp cât sorbul funcționează și apa se scurge în adâncimea masei calcaroase. Cu timpul fundul dolinei poate fi căptușit cu materiale care provin din meteorizația pereților acesteia, iar apa se poate acumula

temporar în ea. Dacă sorbul devine inactiv dolina evoluează preponderent în plan orizontal transformându-se cu timpul într-o cuvetă umplută cu depozite argiloase, acoperite cu vegetație (Mac, 1980).

Din moment ce dolinele nu apar izolate, ordonarea lor spațială este dată de: orientarea diaclazelor, direcția drenajului subteran, prezența rețelei hidrografice săpate în calcar, spre care are loc drenajul apelor subterane, care apar la zi sub formă de izvoare pe versanți, fapt care favorizează disoluția în sectoarele de cornișe (Mac, 1980).

Mai rar doline se formează și pe alte tipuri de roci, cum sunt: gipsuri, gresii, conglomerate, tufuri vulcanice, loess și depozite morenaice calcaroase.

5.5.8.2.3. Uvalele

Sunt depresiuni carstice închise, cu dimensiuni mai mari, decât ale dolinelor, de formă neregulată și cu fundul neuniform (Bleahu, 1982). Cu toate că se credea inițial că ele se formează prin unirea mai multor doline, acest lucru nu este adevărat, chiar dacă morfologia lor indică o astfel de posibilitate sau chiar dacă teritoriul în care s-a dezvoltat uvala a fost anterior ocupat de doline.

Uvala este o formă de relief de sine stătătoare, un bazin închis ce poate avea de la câteva sute de metri la câțiva kilometri lungime, fără a fi drenată de o apă curgătoare (fig. 5. 70), al cărei fund poate prezenta spinări sau denivelări calcaroase (Bleahu, 1982). Se formează în urma dizolvării calcarului.

După o evoluție îndelungată, chiar dacă versanții uvalei se mențin abrupți, partea lor inferioară se poate colmata, devenind netedă, determinând formarea de lacuri în perioadele ploioase.

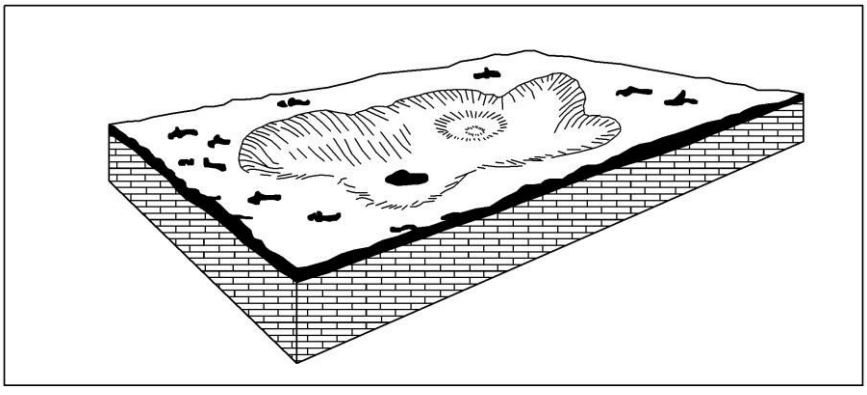


Fig. 5. 70. Uvală (Bleahu, 1982, p. 222)

Uvale tipice se întâlnesc, de exemplu, în carstul de la Giuvala, în Munții Pădurea Craiului, în Munții Aninei, în Podișul Mehedinți (Poienile Închise) etc.

5.5.8.2.4. Poliile

Reprezintă depresiuni închise formate prin coroziune, cu dimensiuni începând de la câteva sute de metri lungime şi până la zeci de kilometri (fig. 5. 71), care sunt drenate longitudinal sau transversal de ape ce izvorăsc în izbucuri şi dispar în ponoare (Bleahu, 1982). La debite însemnate cantitativ, când ponoarele nu pot drena apa acumulată în depresiune, se formează lacuri temporare, prezenţa lor fiind considerată un semn definitoriu pentru polii.

Ele se formează prin coroziune şi prin spălarea versanţilor de către ape temporare, ceea ce duce la lărgirea depresiunii în detrimentul lor. Partea inferioară a poliei este orizontală datorită proceselor de coroziune şi eroziune fluvială. De multe ori netezimea ei este accentuată de către sedimentele depuse de râurile ce străbat polia sau acumulate în lacul temporar, care se formează la precipitaţii torenţiale.

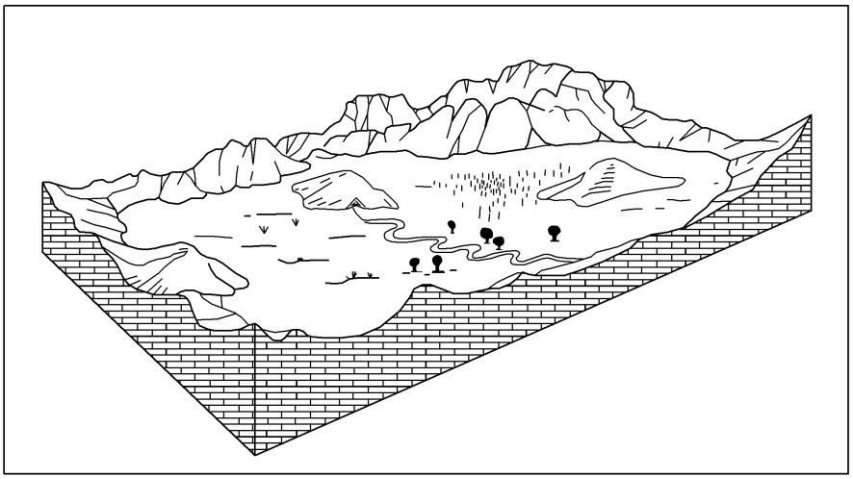


Fig. 5. 71. Polie (Bleahu, 1982, p. 222)

La evoluţia poliilor contribuie şi alte procese geomorfologice dintre care se remarcă: denudarea peliculară, scurgerea apei prin curenţi concentraţi, sufoziunea, dezagregarea, alterarea etc.

Termenul de polie în limba slovenă înseamnă câmpie, cu el fiind desemnate teritoriile avute la dispoziţie de locuitorii carstului sloven pentru a practica agricultura.

Cele mai caracteristice polii se întâlnesc în carstul dinaric, unde ajung până la dimensiuni de 40 km lungime şi 10 km lăţime. Mai cunoscute sunt: poliile Popovo şi Lika din carstul dinaric (cu suprafeţe de 700 km^2), Zirknitz şi Planina din carstul sloven; polii interesante există şi în Franţa, Italia, România (Poiana Ponor), Grecia, Turcia, Maroc etc.

5.5.8.2.5. Depresiunile carstice deschise

Se referă la formele depresionare de relief carstic care nu se încadrează nici la uvale şi nici la polii, ele fiind mai degrabă forme intermediare *„având din fiecare ceva, dar necorespunzând strict definiţiei nici uneia dintre ele”* (Bleahu, 1982, p. 224).

În categoria lor, conform autorului citat, se includ depresiunile plane, deschise, aflate la obârşia râurilor, dar care nu sunt drenate de ape permanente. Aşa este de exemplu Depresiunea Brătcoaia, de la obârşia râului Finiş din Munţii Codrului, depresiunile din bazinetele de obârşie ale Văii Călineasa, ale Gârdişoarei, din Munţii Bihor şi platoul Brădet din Munţii Aninei etc.

5.5.8.2.6. Văile carstice

Ele deosebesc de celelalte văi sau sectoare de vale ale aceluiaşi râu, prin prezenţa unor versanţi pietroşi şi abrupţi, menţinuţi pe calcare şi prin îngustimea sectorului de vale. Geneza lor este strâns legată de procesul de coroziune, dar şi de intervenţia altor factori asociaţi. Văile carstice vor fi prezentate în continuare, pornind de la criteriul funcţional de clasificare, care ţine cont de rolul pe care îl au văile în realizarea drenajului (Bleahu, 1982).

Văile transversale sunt cele care se iniţiază în teritorii necarstice, iar în momentul în care ajung la masivul de calcar îl taie, fiind alohtone în raport cu el. Văile primesc aspect de chei, sunt înguste, au pereţi abrupţi, adesea verticali şi cu surplombe (fig. 5. 72).

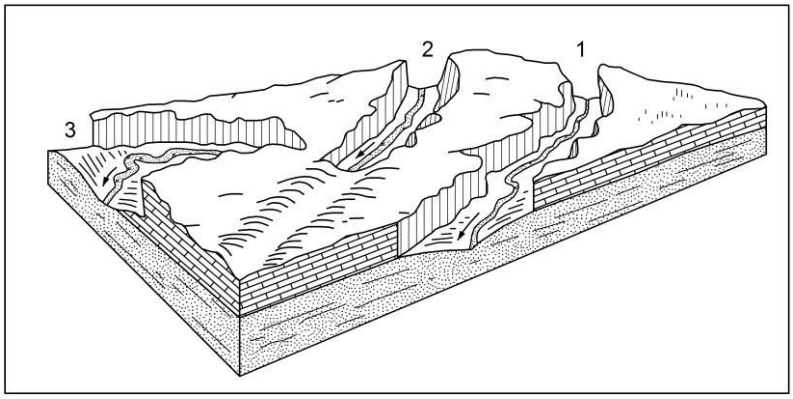


Fig. 5. 72. Văi carstice: 1 – vale în canion, 2 – vale oarbă, 3 – vale în fund de sac (Bleahu, 1982, p. 226)

Geneza acestor văi se poate explica prin cel puţin trei teorii: antecedenţei, epigenezei şi a captării carstice, dintre care doar ultima are legătură directă cu procesele carstice (Bleahu, 1982).

Teoria antecedenței presupune că râul care traversează masivul calcaros a existat pe același traseu înainte ca masivul să se înalțe. Ulterior el curgând prin același loc se adâncește în calcarele aflate în curs de ridicare. Într-o manieră asemănătoare s-ar fi format Cazanele Dunării.

Teoria epigenezei pornește de la ideea că valea se drena anterior la nivelul altei structuri geologice, care acoperea calcarele, pentru ca apoi prin adâncire să ajungă și la calcare în care să formeze sectoare de chei. Teoria se verifică pentru Cheile Bicazului, Dâmboviței, Ialomiței etc.

Teoria captării carstice consideră că inițial cursul de apă a avut un alt traseu, dar el a fost captat în subteran de către golurile din calcare, care iau schimbat traseul (Bleahu, 1982). Evoluția ulterioară a determinat ca partea superioară a cursului subteran să se prăbușească, formându-se sectoare de chei separate de tunele sau poduri naturale, care atestă traseul vechiului curs subteran. Exemple în sprijinul acestei teorii se întâlnesc în Munții Trascăului (Cheile Râmețului, Cheile Galdelor).

O altă caracteristică a cheilor este dată de prezența peșterilor în pereții lor. Când ele se aliniază la anumite niveluri semnifică menținerea cursului de apă, timp îndelungat, la anumite cote, el având rol de nivel de bază pentru afluenții care se vărsau în chei; peșterile de la partea superioară sunt fosile, iar cele de la nivelul apei sunt active și împreună cu izbucurile indică nivelul actual de drenare a apei (Bleahu, 1982).

Atunci când de-a lungul unei văi, pe distanțe mari, există o alternanță de sectoare în chei și sectoare mai lărgi se vorbește de **defileuri**.

Văile oarbe se referă la văile care provin din afara masivului calcaros, dar pe care nu reușesc să îl străbată, deoarece sunt captate în subteran, forma de vale terminându-se brusc în fața unui perete de calcar (Bleahu, 1982). În amonte de locul captării, cursul se menține în continuare, pe când în aval, valea devine seacă în totalitate. Locul care separă cele două văi se numește treaptă antitetică.

Unul dintre cele mai citate cazuri, de pierdere a apei în subteran, este cel de la Cetățile Ponorului, unde râul se termină în fața unui abrupt, cu o poartă de intrare de 70 m înălțime. Nu este obligatoriu ca apa să se piardă în subteran prin intermediul unei peșteri (Cetatea Rădesei, Topolnița etc.), ci ea poate pătrunde și printr-un ponor.

Văile în fund de sac se mai numesc și văi cu recul și reprezintă inversul văilor oarbe, în sensul că apa provine din subteran, la capătul amonte al unei văi, care nu există dincolo de izvor (Bleahu, 1982). Apa poate să provină dintr-o peșteră, așa cum se întâmplă la Șura Mare și Peștera Cioclovina, sau dintr-un izbuc (valea de la Izvorul Bigăr, Izvorul Jitin, Izvorul Boiului, Izbucul Galbenii etc.).

Văile cu trepte antitetice reprezintă văile care sunt pe cale să se transforme în văi oarbe (Bleahu, 1982). Sunt rezultatul captării subterane a unui râu în mijlocul albiei. Din clipa în care apa respectivă devine un curs subteran, ea nu va mai eroda și astfel valea nu se mai adâncii în aval de locul captării; pe măsură ce valea se adâncește doar în amonte de locul captării, porțiunea din aval rămâne suspendată

deasupra punctului de captare (Bleahu, 1982). Conform autorului citat, procesul se poate repeta în cadrul aceleiași văi, captările retrăgându-se treptat spre amonte, așa cum s-a întâmplat în cazul Văii Gârda din Munții Bihor, care dispare în Peștera Coiba Mică, dincolo de care valea se continuă la un alt nivel, pentru ca să dispară din nou în Peșterea Coiba Mare (fig. 5. 73).

Văile seci denumite și sohodoale (suhoi, suhaia = uscat; do, dol, dolină = vale, termeni de origine slavă) sunt văile rămase seci în urma captărilor care au avut loc în amonte. Ele se găsesc în aval de treptele antitetice active, unde este captată întreaga apă a văii. Scurgerea care se mai înregistrează pe acestei văi este una efemeră și are loc doar la precipitații torențiale.

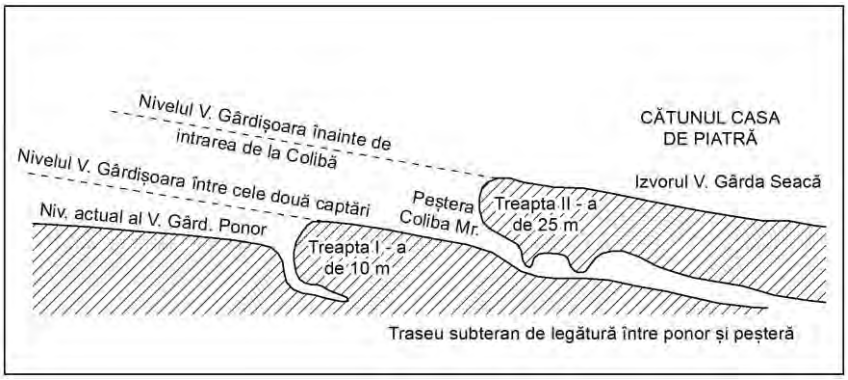

Nivelul V. Gârdișoara înainte de intrarea de la Colibă
Nivelul V. Gârdișoara între cele două captări
Niv. actual al V. Gârd. Ponor
Peștera Coliba Mr.
Treapta I - a de 10 m
Treapta II - a de 25 m
CĂTUNUL CASA DE PIATRĂ
Izvorul V. Gârda Seacă
Traseu subteran de legătură între ponor și peșteră

Fig. 5. 73. Profil longitudinal pe Valea Gârdișoara – Valea Gârda Seacă (Bleahu, 1957, citat de Coteț, 1971, p. 275)

5.5.8.2.7. Carstoplenele

Reprezintă platouri calcaroase plane care domină teritoriile înconjurătoare mai coborâte. Utilizarea termenului nu trebuie să se facă pentru desemnarea oricărui platou carstic (de exemplu Platoul Vașcău, care este unul complex), ci doar pentru suprafețele calcaroase netezite de eroziune, ce nu cuprind ca forme secundare, decât cel mult doline și câmpuri de lapiezuri, așa cum sunt platoul carstic traversat de canionul râului Krka, din Carstul Dinaric, suprafețele de calcar din Bătrâna (Munții Bihor), Platoul Colovăț din Munții Aninei etc. (Bleahu, 1982).

5.5.8.2.8. Pereții verticali

Sunt rezultatul desfacerii pe verticală a maselor de calcar. Locurile de desprindere sunt fostele diaclaze verticale, dizolvate de apă. Ulterior forma generală este dată de prăbușiri, fapt demonstrat și de marea îngrămădire de pietre la baza lor, unde formează grohotișuri (de exemplu, Marele Grohotiș din Piatra Craiului).

5.5.8.2.9. Crestele calcaroase

Se formează prin intersectarea planurilor de ruptură, de tipul diaclazelor sau faliilor, aflate pe doi versanți opuși ale aceluiași masiv, așa cum se întâmplă în Piatra Craiului.

Pilonii, turnurile și acele reprezintă vârfuri izolate de calcar; pot fi atât culminații ale unei creste, cât și porțiuni izolate de diaclaze, ulterior dizolvate de apă, așa cum este Piatra Altarului din Cheile Bicazului (Bleahu, 1982).

5.5.8.2.10. Martorii de eroziune

Denumiți și hum, mogot sau cornet sunt masive de calcar rămase în mijlocul poliilor sau depresiunilor carstice. Sunt specifici carstului din teritorii cu climat tropical, carst care de altfel se numește de turnuri sau piramidal (Bleahu, 1982).

Concluzii. În formarea relieful carstic, alături de prezența condițiilor de bază îndeplinite de rocă și apa încărcată cu bioxid de carbon și acizi, un rol important îl au și alți factori, chiar dacă par secundari. Ei se manifestă prin: dezagregarea, alterare, pluviodenudarea, eroziune fluvială, coraziune eoliană etc. Acest fapt face dificilă de multe ori încadrarea unei forme de relief, sub raportul genezei, într-o categorie sau alta.

5.5.8.3. Endocarstul

Se mai numește relief carstic de adâncime și este rezultatul interacțiunii dintre apă și rocile carstificabile, care se realizată în profunzime. Practic este o continuare a modelării carstice începute la suprafață. Dintre principalele forme de relief se remarcă următoarele: peșterile și avenele.

5.5.8.3.1. Peșterile

Sunt principalele forme de relief endocarstic. Peștera reprezintă un gol natural existent în scoarță (Bleahu, 1982) sau o cale naturală, subterană, golită (Mac, 1980). Pentru desemnarea golurilor naturale subterane se mai folosesc și termenii de cavernă și grotă. În aceeași ordine de idei, peșterile sunt căile subterane ale apelor care circulă prin masivele de calcar, căi ce se întind între locurile în care apa pătrunde în masiv, denumite ponoare, și locurile pe unde îl părăsește, izbucurile (Bleahu, 1982).

Golurile subterane realizate de om, de tipul minelor subterane, galeriilor, tunelelor pentru comunicații etc., nu sunt peșteri.

A. Geneza peșterilor

Ele s-au format în masivele calcaroase, în care a fost asigurată o cantitate suficientă de apă, pentru a dizolva calcarul sau alte roci carstificabile. Cu toate că peșteri se formează și pe alte tipuri de roci, referirile se vor face în continuare la peșterile rezultate în urma proceselor carstice. O dată formată, peștera va evolua în funcție de volumul de apă care o tranzitează și proprietățile lui, durata procesului și intensitatea lui.

Diversitatea morfologică a peșterilor, formate în roci carstificabile, indică o geneză complexă a acestora, care totuși poate fi descifrată, pornind de la câteva idei principale (Mac, 1980): peșterile se dezvoltă mai ales deasupra masei de apă din depozitul sedimentar, prin acțiunea apelor pătrunse la suprafață; circulația poate fie extinsă mai jos de masa de apă, dar aceasta nu este implicată semnificativ în formarea peșterilor; nivelul de bază local al cursurilor de suprafață controlează dezvoltarea în adâncime a peșterilor; planurile de straturi influențează direct liniile de extindere a cavernelor subterane; eroziunea mecanică poate contribui semnificativ la lărgirea peșterilor; un nivel de peșteră poate fi abandonat în favoarea altuia, dezvoltat mai jos; după abandonarea nivelului de peșteră, formarea depunerilor de peșteră devine procesul dominant.

Din cele menționate reiese că formarea peșterilor se află în relație directă cu particularitățile hidrologice și structurale ale masivelor calcaroase. Pentru explicare au fost formulate trei teorii (Bleahu, 1982):

a. Teoria originii vadoase explică apariția și dezvoltarea peșterilor în urma drenajului prin galerii mari, realizate de către râurile subterane, în regim vados, sau cu alte cuvinte în zona de aerație (fig. 5. 74).

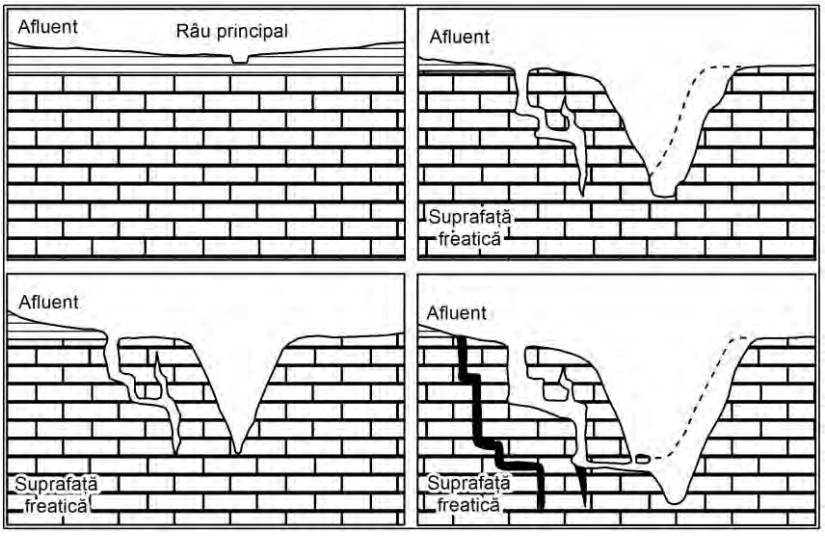


Fig. 5. 74. Formarea peșterilor după teoria vadoasă (Bleahu, 1982, pp. 57 - 58)

Formarea rețelei de goluri subterane este rezultatul pătrunderii și circulației apei prin masivul de calcar, până la nivelul exurgențelor poziționate în văile de la margine. Pe măsură ce râurile continuă să se adâncească vechile galerii sunt părăsite, devin fosile, iar în locul lor are loc săparea unora noi, conform cu nivelul de bază (fig. 5. 74). Procesul nu exclude prezența în adâncime a unui îmbibări generale a calcarului, dar ea nu este obligatorie pentru formarea rețelei de peșteri (Bleahu, 1982).

b. Teoria freatică cunoscută și sub denumirea de teoria celor două cicluri, presupune că formarea peșterilor începe în regim freatic de curgere sub presiune, sub nivelul de bază, prin dizolvare. Apoi pe măsură ce condițiile tectonice se schimbă masivul de calcar se poate ridica ajungând deasupra nivelului de bază, stadiu în care modelarea se face în regim vados de către ape gravitaționale. Se ajunge ca forme specifice zonei vadoase (de aerație), să se suprapună cu cele specifice zonei freatice.

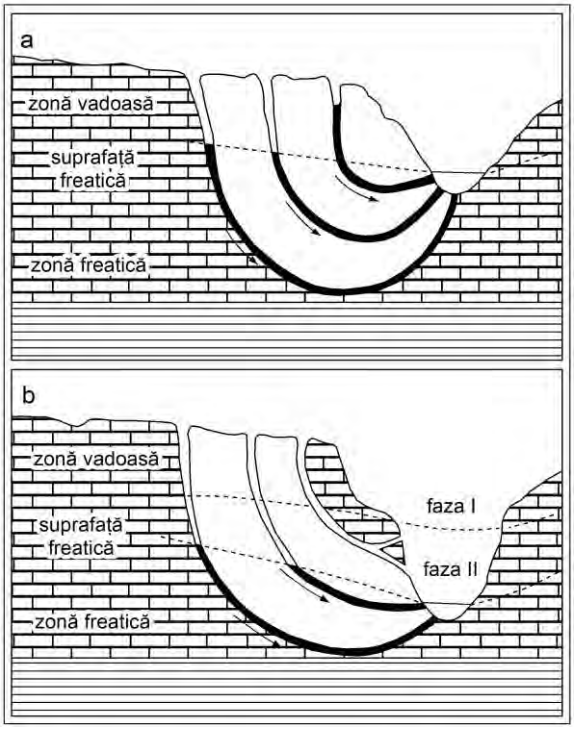


Fig. 5. 75. Formarea peșterilor după teoria freatică; a – peșterile sunt săpate de către apele ce avansează pe canale complet înecate aflate sub suprafața freatică; b – prin ridicarea teritoriului, partea superioară a canalelor este eliberată de apă trecând la un regim vados (Bleahu, 1982, p. 59)

În adâncime lucrurile nu stagnează, fiind săpate alte canale de drenaj în regim freatic. Conform acestei teorii, în formarea peșterilor există două faze, freatică și vadoasă, separate de ridicarea terenului, de unde și denumirea de teoria celor două

cicluri (fig. 5. 75). Se mai numeşte şi teoria batifreatică, din cauză că presupune geneza peşterilor la mare adâncime.

c. Teoria epifreatică explică formarea golurilor subterane prin concentrarea curgerii în canalul freatic cel mai apropiat de suprafaţa de infiltrare a apei. Deoarece acest canal este cel mai apropiat de sursa externă de apă, el nu numai că primeşte volume din ce în ce mai mari, dar are şi posibilitatea de a dizolva mai mult, din cauza încărcăturii sporite cu dioxid de carbon (Mac, 1996).

Schema acestei teorii este prezentată în figura 5. 76, unde se observă că apa care străbate canalul 1, are de parcurs un drum mai scurt decât prin 2 şi 3. Înseamnă că în unitatea de timp va curge mai multă apă prin 1, iar dizolvarea va fi şi ea mai intensă. Cu timpul canalul superior va prelua tot mai multă apă, devenind un dren magistral, cu alungire regresivă (Bleahu, 1982). În continuare liniile de curgere se vor adapta situaţiei, drenajul devenind epifreatic sau de mică adâncime. Modelul a fost propus de Rhoades şi Sinacori (1941) se aplică foarte bine în explicarea genezei peşterilor în pachete de calcare relativ subţiri, dar extinse pe orizontală.

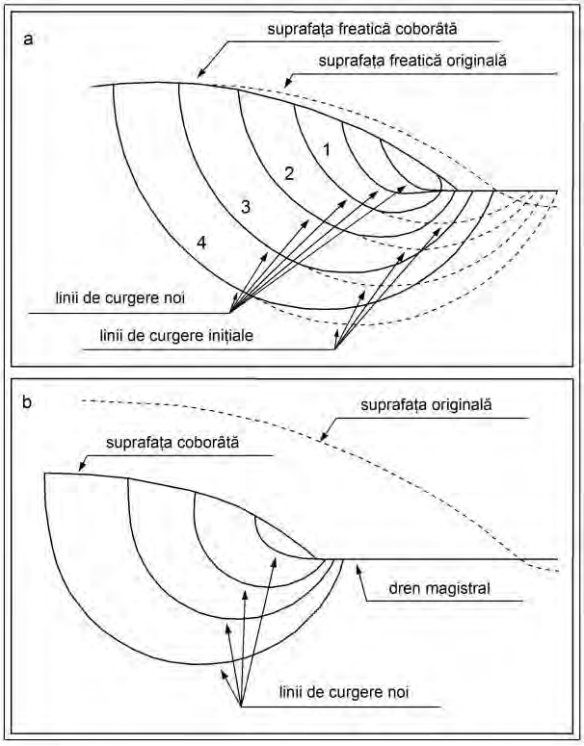


Fig. 5. 76. Formarea peşterilor după teoria epifreatică ; a – într-un acvifer freatic adâncimea până la care pătrunde apa este determinată de înălţimea de la care curge; prin canalele mai scurte (1, 2) trece mai multă apă în unitatea de timp decât în cele mai lungi (3, 4) fapt ce duce la mărirea lor; b – preluând majoritatea drenajului din galeriile scurte, se dezvoltă o galerie cu rol de dren magistral care va deveni o peşteră mare orizontală (Bleahu, 1982, p. 60)

Chiar dacă alături de cele menționate au mai fost elaborate și alte teorii, valabile pentru cazuri particulare, trebuie reținut că ele nu se exclud unele pe altele, ci trebuie privite ca laturi reciproce a unui proces genetic unitar (Mac, 1980).

B. Elementele peșterilor

O peșteră are mai multe elemente (fig. 5. 77): gura peșterii (prin intermediul căreia comunică cu exteriorul), galeria sau calea de acces, sala peșterii (încadrată de plafon, podea și pereți; are dimensiuni mai mari decât galeriile care duc la ele) și terminația subterană (poate fi un tunel în care nu se mai poate pătrunde sau un sifon prin care apă se scurge din peșteră).

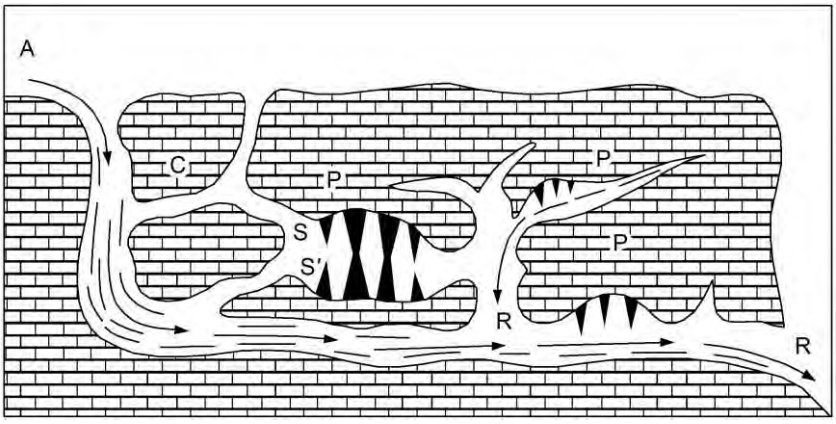


Fig. 5. 77. Elementele unei peșteri: P – peșteră; C – canal subteran; R – râu subteran; S-S' – stalactite și stalagmite; A – locul unde dispare râul de la suprafață (Coteț, 1971, p. 277)

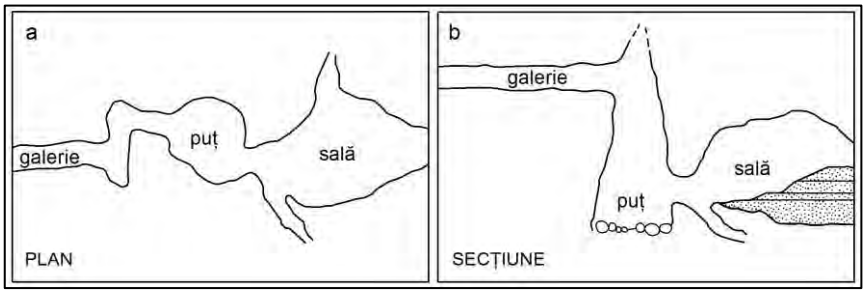


Fig. 5.78. Elementele componente ale unei rețele subterane (Bleahu, 1982, p. 62)

Din moment ce peșterile nu apar izolat, ele formează rețele subterane, care sunt constituite din mai multe elemente (fig. 5. 78):

- galerii - goluri orizontale cu valori ale înclinării cuprinse între 0 și 35°;

- puțuri - goluri orizontale cu valori ale înclinării cuprinse între 70 și 90^{o};
- săli - spații mai mari decât galeriile;
- canal - el este legat de o circulație activă a apei;
- tunel - galerie circulară prin care apa curge sub presiune;
- tub - tunel cu o secțiune redusă.

C. Clasificarea peșterilor

Peșterile pot fi clasificate după foarte multe criterii, așa cum se va prezenta în continuare. Cel mai potrivit criteriu este cel după modul cum s-au format. Se oferă astfel informații despre geneză, tip de rocă și posibilitatea de apariție a proceselor carstice. O clasificare pornind de la acest criteriu a fost propusă de Bleahu (1982). Se disting în acest sens peșteri primare și peșteri secundare, care, la rândul lor, se subdivid după alte criterii genetice sau morfologice.

A. Peșteri primare
  a. în roci vulcanice
    1. peșteri geode
    2. peșteri de contracție
    3. peșteri în paturi de lave
  b. în calcare
    1. peșteri în recife
    2. peșteri în tufuri calcaroase
B. Peșteri secundare
  a. prin deplasare de mase de roci
    1. peșteri de prăbușire de blocuri
    2. peșteri de tracțiune gravitațională
    3. peșteri de tracțiune tectonică
  b. peșteri de eroziune
    1. peșteri de evorsiune
    2. peșteri abrazive
    3. peșteri de coroziune
    4. peșteri de lesivare
  c. prin coroziune
    1. peșteri de infiltrație
    2. peșteri cutanate
    3. peșteri vadoase
    4. peșteri freatice

Peșterile geode se formează în procesul de consolidare a magmelor, când în scoarță se formează bule gigantice de gaze sub presiune. Odată cu răcirea magmelor,

gazele ies prin crăpături, iar golurile se păstrează sub formă de peşteri. De cele mai multe ori ele sunt tapisate cu cristale depuse din soluţiile fierbinţi ce au circulat prin scoarţă, după ce s-au întărit rocile (Peştera de Opal din Munţii Gurghiului).

Peşterile de contracţie se formează în rocile vulcanice, unde ca urmare a contractării magmelor în curs de răcire, se generează goluri (Grota lui Fingal din Insulele Hebride, formată în bazalte).

Peşterile formate între paturi de lavă, denumite şi tuburi în lavă rezultă în urma încetării mişcării curenţilor de lave fierbinţi între maluri învecinate deja consolidate. Peştera Kazamura din Hawaii, cu o lungime de aproximativ10.000 m este un exemplu tipic.

Peşterile în recife sunt rezultatul creşterii inegale a recifului, proces însoţit de păstrarea unor goluri în calcarul recifal.

Peşterile în tufuri calcaroase se formează în depunerile masive de tufuri calcaroase sau travertin, în condiţiile în care acestea formează cascade de calcar, iar în spatele lor rămân spaţii libere. Se remarcă peştera din localitatea La Barr din Elveţia, precum şi peşterile formate în marile depuneri de tuf de la Jaice şi Plitvice din Serbia.

Peşterile de prăbuşire de blocuri sunt rezultatul prăbuşirilor care se înregistrează pe versanţii munţilor. Se ajunge astfel ca prin îngrămădirea blocurilor de piatră unele peste altele, să rămână între ele spaţii cu aspect de peşteră, dar fără să fie peşteri adevărate. Aşa este Peştera lui Zamolxes din Munţii Godeanu şi Peştera Cuptorul din Cheile Someşului Cald din Munţii Bihor.

Peşterile de tracţiune gravitaţională se formează în masivele de roci dure compacte, terminate cu un perete vertical. În lungul acestuia, paralele cu el, se formează, datorită atracţiei gravitaţionale exercitate de gol, crăpături care uneori pot fi foarte lungi. Ele se aseamănă cu avenele, mai ales dacă la partea superioară se acumulează fragmente de rocă, care formează un fel de tavan pentru golul de dedesubt (Bleahu, 1982). Peşteri de acest tip se formează mai ales în calcare, deoarece ele generează frecvent pereţi abrupţi şi fisuri de tensiune. Astfel de crăpături se întâlnesc pe masivul de calcar de la lespezi din Bucegi, pe Vârful Sturzu din Valea Crişului Negru, în Masivul Rarău unde se află Peştera Liliecilor.

Peşterile de tracţiune tectonică se prezintă sub forma unor crăpături ale scoarţei, rezultate în urma mişcărilor tectonice. Tracţiunea din ambele părţi ale unui bloc de rocă rigidă, de exemplu bolta unui anticlinal în timpul cutării straturilor, poate determina crearea unor goluri (Bleahu, 1982). Ele sunt mai accesibile în calcare, unde procesele de carstificare le scot în evidenţă. Cele mai cunoscute peşteri de acest tip sunt: Peştera Kluthert (Germania), Peştera cu Gheaţă din Masivul Piatra Mare, Peştera din Ponorul de la Jupâneşti (Podişul Mehedinţi)

Peşterile de evorsiune sunt localizate în malurile râurilor şi s-au format ca urmare a vârtejurilor care se abat spre acestea. Aşa s-a format Peştera Şuruţa din Valea Sighiştel şi Peştera Lettenmayer din Austria.

Peşterile de abraziune sunt localizate la ţărmurile marine şi sunt rezultatul izbirii valurilor la baza falezelor (Peştera de Azur din Insula Capri, din Italia). Prin prăbuşirea tavanului peşterilor de abraziune se formează arcade.

Peşterile de coroziune sunt un rezultat al eroziunii exercitată de vânt în abrupturile petrografice. Condiţia este ca vântul să fie puternic şi încărcat cu particule de nisip, aşa cum se întâmplă în teritoriile deşertice şi în munţii înalţi. Dintre peşteri, cele mai cunoscute sunt: cele din deşerturile din jurul Mării Moarte şi cele din pustiul Khotan din Tibet.

Peşterile de lesivare se formează în urma spălării orizonturilor friabile de rocă prin intermediul apei.

Peşterile de infiltraţie se formează prin coroziunea determinată de apa care pătrunde în calcar. Este vorba de apa de ploaie sau de apele rezultate din topirea zăpezilor, care formează peşteri, dar de dimensiuni reduse.

Peşterile cutanate sunt superficiale şi de dimensiuni reduse; se formează în urma procesului de îngheţ-dezgheţ.

Peşterile vadoase rezultă prin acţiunea apei subterane prinsă într-un circuit continuu.

Peşterile freatice se generează când apa va forma un acvifer care umple toate fisurile, diaclazele şi feţele de stratificaţie, constituind un sistem complex, de tipul unei reţele subterane labirintice.

În numeroase cazuri peşterile sunt formate din sectoare cu geneză diferită, fapt pentru care multe dintre ele sunt considerate mixte.

Pentru a avea o imagine mai obiectivă asupra diversităţii sub care se prezintă peşterile, în continuare ele vor fi clasificate şi după alte criterii (Mac, 1980).

După **structura planului** lor sunt: ***peşteri simple***, constituite dintr-o singură galerie ce comunică larg cu exteriorul; ***peşteri obişnuite***, cu o galerie principală spre care converg galerii adventive; ***sisteme de peşteri***, formate de un curs subteran care a avut mai multe faze de adâncire, urma cărora au rezultat galerii suspendate. Se remarcă peşterile Meziad, Topolniţa, Postojna, Mamuth etc.

În funcţie de **prezenţa sau lipsa apei şi modul de circulaţie al acesteia**, se deosebesc: ***peşteri cu apă*** (râuri, lacuri), ***uscate*** (grotele din Dobrogea: La Adam, Peştera Liliecilor, Huda lui Papară din Trăscău); ***mixte***; ***peşteri receptoare***, care primesc şi reţin apa (Gura Plaiului, Scărişoara, Vârtop, Focul Viu etc.); ***debitoare***, întrucât evacuează apa pătrunsă percolativ (Tismana); ***receptoare-debitoare*** (Vadu Crişului, Ponicova, Fontaine Vaucluse din Franţa).

După **poziţia topografică a gurii faţă de restul cavităţii** peşterile pot fi ***descendente***, cu drenaj dinspre gură către locul interior de pierdere; ***ascendente***, atunci când cavitatea se plasează deasupra gurii; ***orizontale sau suborizontale*** în cazul patului orizontal şi la acelaşi nivel cu gura (Polovragi, Cloşani).

Temperatura peșterii în raport cu temperatura exterioară, oferă altă bază de separare: ***peșteri calde*** (cele ascendente), ***peșteri reci*** (descendente), ***mixte*** (cele orizontale sau cvasiorizontale).

După **căile de comunicare** cu exterior au fost distinse: ***peșteri cu o gură*** (Cloșani, Vadu Crișului), ***cu două guri*** (Peștera din cheile Ampoiței), ***cu mai multe guri*** (Topolnița, Cetățile Ponorului).

Nu trebuie neglijat nici tipul de mediu care se întâlnește în fiecare peșteră, acesta fiind strâns legat de geneză.

D. Procesele din peșteri

Sunt legate de procesele care au format golul subteran, precum și de cele care au loc după aceea. Se remarcă în acest sens coroziunea, eroziunea, incaziunea, depunerea fizico-chimică și acumulările clastice (Bleahu, 1982).

Coroziunea se manifestă atunci când scurgerea are loc sub presiune. În aceste condiții viteza de înaintare a apei se face lent, motiv pentru care ea nu poate transporta pietre și nisip cu care să erodeze. Formele de relief rezultate se găsesc atât pe podea, cât și pe tavan și pereți, deoarece apa a umplut cândva toată peștera.

Eroziunea are loc în condiții de curgere a apei cu nivel liber. Viteze curentului de apă este mare, permițând antrenarea de materiale cu care modelează calcarul. Formele specifice sunt prezente pe podea, dar și pe pereți, până la înălțimea la care ajunge apă la viituri.

Incaziunea este datorată prezenței apei sub formă de vapori, care prin condensare contribuie la coroziunea rocilor. Acționează îndeosebi de-a lungul fisurilor ce străbat masa calcarului, favorizând detașarea unor blocuri de dimensiuni variate. Blocurile desprinse sunt apoi mai ușor de consumat, ele oferind mai multe fețe pe care apa acționează. Prin acest proces golul peșterii crește în dimensiune.

Depunerea fizico-chimică se produce când soluțiile care se scurg pe tavanul, pereții și podeaua peșterii, depun elementele pe care le transportă (carbonat de calciu, aragonit, fosfat de calciu etc.). În urma acestui proces se formează speleoteme, termen care provine de la cuvintele grecești *speleon* = peșteră și *thema* = element. Speleotemele sunt rezultatul pătrunderii apei de infiltrație, în golurile subterane, pe canale de mici dimensiuni (Bleahu, 1982). Autorul citat menționează în continuare că, soluția cu bicarbonat de calciu este saturată pentru un anumit conținut de dioxid de carbon și pentru presiunea și temperaturile existente în fisurile pe care a circulat. Când însă apa ajunge în golul peșterii, unde condițiile de mediu sunt diferite, soluția se dezechilibrează, are loc evaziunea dioxidului de carbon și apoi depunerea carbonatului de calciu.

Acumulările clastice se referă la acumularea elementele aduse întâmplător în peșteră de apă, animale, oameni sau gravitațional (Bleahu, 1982). Cu timpul ele

conduc la umplerea golurilor subterane. Umpluturile sunt de mai multe tipuri: detritice şi organice.

Procesele carstice menţionate determină o mare varietate de forme de relief în peşteri. Interpretarea lor oferă informaţii despre geneză şi evoluţie, atât la nivel individual, cât şi împreună cu peştera în care se află. Criteriile de clasificare sunt numeroase, dar cel care s-a impus de-a lungul timpului este cel care le urmăreşte sub aspect genetic.

În acest context, pornind de la procesele care se derulează în peşteri, formele de relief ale acestora se grupează în trei categorii (Bleahu, 1982): forme de eroziune, coroziune şi incaziune, denumite şi forme modelate pe roca în loc; forme rezultate din depuneri fizico-chimice; forme rezultate din acumulările clastice.

E. Formele de relief din peşteri

a. Formele de coroziune, eroziune şi incaziune fac parte integrantă din roca în care este săpată peştera. Ele vor fi prezentate în continuare, pornind de la clasificarea propusă de Bleahu (1982); autorul citat propune pentru ele termenul de litoteme (lithotheme), adică formaţiuni generate pe calcarul în loc.

Formele de coroziune sunt rezultatul curgeri apei sub presiune, iar cele mai importante dintre ele sunt (Bleahu, 1982):

- *alveolele de coroziune* apar pe suprafeţele de calcar sub forma unor găuri, mai mult sau mai puţin circulare. Au adâncimi de până la 1 cm, diametru de 1 – 3 cm; apar izolate sau grupate, pot fi legate de unele fisuri din rocă sau pot să nu aibă nici un raport cu vreo discontinuitate din rocă. Apar pe calcare foarte pure, atât pe tavanul, cât şi pe podeaua peşterii. Tipice sunt cele din peştera de pe Valea Sighiştel. Când alveolele sunt foarte apropiate unele de altele şi între ele rămân muchii ascuţite, se numesc alveole coalescente;

- *excavaţiile în fagure* sunt un caz extrem al alveolelor coalescente. Roca este scobită încât muchiile dintre alveole devin foarte tăioase;

- *lapiezurile endocarstice* sunt asemănătoare cu cele de la suprafaţă; au aspectul unor şanţuri paralele care brăzdează suprafeţe înclinate pe care se poate prelinge apa. Deşi sunt destul de rare ele se pot observa în Peştera Topolniţa;

- *muchiile tăioase* apar pe suprafeţe expuse picăturilor care cad de la partea superioară; calcarul devine foarte sfârtecat, mâncat, găurit, cu muchii extrem de tăioase;

- *hieroglifele* sunt forme de adâncire prin coroziune a fisurilor din calcar; sunt de dimensiuni milimetrice şi pot fi văzute în Peştera Măgura;

- *filonetele de calcit* se formează prin scoaterea în evidenţă de către eroziune a calcitului depus în fisurile rocilor; pot avea dimensiuni de până la 10 cm;

- *proeminenţele de xenolite* (*xenos* = străin, *lithos* = piatră) reprezintă proeminenţele străine reliefate în urma dizolvării calcarului; se întâlnesc în Peştera Comarnic din Munţii Aninei, Peştera Crucea din Podişul Mehedinţi etc.;

- *linguriţele* sunt excavaţii de 3 – 30 cm lărgime, dispuse sub forma unor valuri în galeriile râurilor subterane, îndeosebi pe podea şi pereţi;

- *şanţurile de podea* se formează de-a lungul unor diaclaze, spaţiu pe care apa îl dizolvă şi măreşte prin coroziune; se formează doar pe diaclaze longitudinale, comparativ cu direcţia de curgere a apei;

- *septele de podea*, denumite şi carene, reprezintă proeminenţe ale calcarului din podeaua galeriilor; sunt de forma unor panouri sau culise alungite în direcţia golului; au grosimi de ordinul centimetrilor (10 – 50 cm), lungimi de la 1 la 5 m şi înălţimi de la 30 cm până la 1 – 2 m (fig. 5. 79); sunt reprezentative în Peştera Topolniţa (Galeria Neagră);

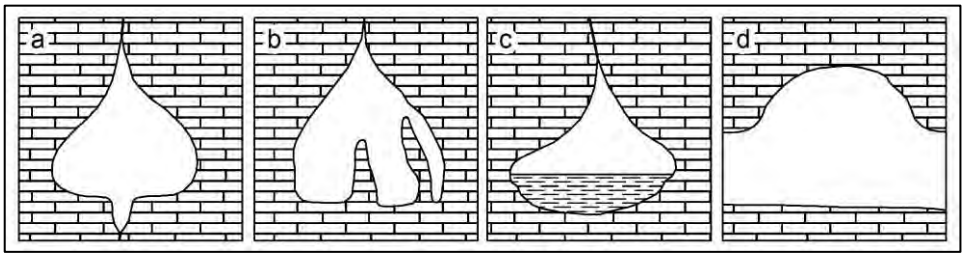


Fig. 5. 79. Forme de coroziune: a – şanţ de podea, b – septe de podea, c – lărgiri, d – cupolă (Bleahu, 1982, p. 115)

- *lărgirile de coroziune* se întâlnesc în galeriile cu secţiune rotundă, care au un fel de banchete cu marginile foarte teşite. La ele se ajunge când într-o galerie cu profil circular de conductă de presiune, în curs de lărgire, apa începe să curgă cu nivel liber. Trecerea de la curgerea lentă la cea sub presiune se face treptat, astfel că există un timp când, scurgerea se face în continuare lent, deşi apa are un nivel liber, timp în care apa continuă să dizolve pereţii, lărgind galeria;

- *marmitele ascendente* sunt excavaţii circulare în tavanul unei galerii, pe care însă nu îl ocupă pe întreaga lăţime, ci doar pe o mică porţiune; ele sunt adâncite cu câţiva metri în tavanul peşterii şi s-au format de către vârtejurile de apă care au valorificat fisurile din tavan, pe care le-au lărgit prin dizolvare. Se întâlnesc în Peştera Pojarul poliţei din Munţii Bihor, în galeria subterană din Platoul Carstic Lumea Pierdută etc.;

- *lapiezurile de tavan* s-au format în timpul când galeria era umplută cu apă, iar apa dizolva preferenţial pe fisuri şi diaclaze adâncindu-le;

- *septele de tavan* sau pandantivele sunt lame de calcar ce atârnă din tavan, având dimensiuni de la câţiva centimetri la 1 – 2 m; ele sunt rezultatul coroziunii unui tavan fisurat, înecat de o apă sub presiune;

- *şanţurile de tavan* sunt asemănătoare cu cele din podeaua galeriilor, doar că ele apar pe tavan, pe care îl brăzdează în lung; pot fi mai mari decât o diaclază şi au în general o secţiune rotunjită;

- *columele de tavan* sunt un caz particular al septelor de tavan; la fel ca în cazul columelelor de podea, ele reprezentă centrul nedistrus de apă al unui vârtej; atârnă din tavan în mijlocul unei zone circulare netede, ce reliefează foarte clar turbionul; o columelă de tavan tipică se găsește în Peștera Neagră din Barsa;

- *septele laterale* reprezintă proeminențe ale pereților care avansează sub formă de lame cu dimensiuni de până la 1 m, mai mult sau mai puțin groase spre golul galeriei; ele pot fi verticale, înclinate și mai rar orizontale;

- *arcurile lamelare* sunt lame de calcar ce se întind între două părți ale unei galerii; dacă sunt orizontale și unesc doi pereți au aspect de punte, când unesc podeaua cu tavanul au aspect de pilieri, iar când se întind între un perete și tavan sau podea apar ca niște pereți despărțitori. Se întâlnesc în etajul superior al peșterilor Meziad, Măgura etc.

- *labirinturile* au dimensiuni de la o jumătate de metru la 2 – 3 m și se întretaie sub toate formele, fără a putea vorbi de o galerie principală; golurile se desfac și de adună la distanțe mici, atât lateral cât și pe verticală, fiind separate de pereți de doar câțiva centimetri grosime, de unde comparația cu structura unui burete. Formarea lor este pusă pe seama prezenței unei rețele umplută cu apă, ce avansează foarte lent, ca o masă fără discontinuitate și care are timp să dizolve pe îndelete diverse tipuri de fisuri (Bleahu, 1982); sunt prezente în Peștera Cloșani și Peștera Măgura;

- *anastomozele* sunt un caz particular al labirinturilor, adică labirinturi cu dimensiuni de ordinul milimetrilor și centimetrilor.

Formele de eroziune sunt rezultatul curgerii apei cu nivel liber. Cele mai cunoscute sunt următoarele (Bleahu, 1982):

- *striurile de frecare* sunt șanțuri foarte fine care se formează pe pereții galeriilor râurilor subterane, în sensul de curgere a apei, datorită nisipului conținut de curentul hidraulic;

- *excavațiile de rodaj* reprezintă mici adâncituri, de doar câțiva centimetri, existente pe pereții galeriilor; sunt rezultatul frecării prundișurilor transportate cu pereții galeriilor; se pot forma și pe podea peșterilor;

- *marmitele* sunt excavații circulare, cu dimensiuni care merg de la câțiva centimetri la 3 – 4 m diametru. Se formează prin mișcarea circulară a apei încărcată cu nisip și pietriș, care rostogolite violent mereu în același sens sapă și lustruiesc podeaua și pereții peșterii;

- *culisele laterale* se referă la alternanța de îngustări și lărgiri din galerii, care lasă impresia unor culise de teatru, de unde și denumirea acestor forme;

- *nișele de meandru* se prezintă sub forma unor excavații adâncite lateral în peretele galeriilor; ele sunt rezultatul împingerii unui râu subteran de către acumulările aluvionare, îndeosebi în buclele convexe de meandru;

- *columelele* sunt și ele un efect al vârtejurilor făcute de râurile subterane; vârtejurile sunt caracterizate de o mișcare circulară puternică în jurul unui punct unde

apa rămâne aproape imobilă. Eroziunea fiind puternică doar în zona vârtejului, calcarul din centrul lui nu va fi erodat rămânând sub forma unui stâlp care poate ajunge la 1 m înălțime și 50 cm diametru, așa cum este în Peștera Neagră de la Barsa;

- *carenele* sunt tot proeminențe de calcar din podeaua peșterii, doar că nu sunt circulare, ci alungite în direcția de curgere a apei;

- *pilierii* reprezintă pereții separatori între două ramuri ale unei galerii; se poate afirma că un pilier este o carenă care se înalță până în tavan, făcând corp comun atât cu calcarul din tavan cât și cu cel din podea;

- *nivelele de eroziune* se observă în profilul transversal al galeriilor înalte sub forma unor proeminențe și intrânduri care se suprapun pe mai multe etaje;

- *banchetele și terasele* sunt cazuri particulare ale nivelelor de eroziune. Bancheta se prezintă ca o proeminență, mult mai marcată, care are la partea superioară o suprafață orizontală; sunt rezultatul existenței unui strat mai dur de calcar sau a unei eroziuni puternice pe o față de stratificație, cu dezgolirea feței stratului de dedesubt. Terasele de eroziune se explică prin modificarea nivelului la care a curs apa;

- *găurile de egutație* se formează prin căderea picăturilor de apă în mod persistent în același loc; se întâlnesc în Peșterile Geamăna, Măgura, Topolnița etc.

Formele de incaziune se formează în urma desprinderii de blocuri de rocă din tavanul și de pe pereții peșterilor. Cele mai întâlnite sunt (Bleahu, 1982):

- *amprentele de blocuri* sunt fețe plane ce reprezintă suprafețe de stratificație sau pereți de diaclaze de pe care a avut loc desprinderea unor blocuri de calcar; pot avea dimensiuni de la câțiva centimetri la câțiva metri. Sunt specifice în Sala Mare din Ghețarul Scărișoara, în Peștera Topolnița etc.;

- *tavanul în trepte* este specific calcarelor stratificate cu poziție plană sau ușor înclinată. Blocurile de calcar care se desprind și cad, lasă în urmă capete de strat la diverse nivele, creând un relief în trepte; porțiunile verticale reprezintă fisurile și diaclazele de-a lungul cărora a avut loc ruperea. Sunt specifice în Peștera din Padiș;

- *clopotele* de prăbușire sunt ridicări ale tavanului datorate desprinderii și prăbușirii unor blocuri de calcar; pereții nu sunt netezi, iar uneori sunt în trepte;

- *podurile și arcurile* reprezintă resturi neprăbușite ale unei podele care a separat odinioară galerii suprapuse; sunt caracteristice pentru Peștera Meziad;

- *blocurile încleștate* sunt porțiuni mari de calcar desprinse din tavan și înțepenite între pereții galeriei;

- *lamele de decompresiune* sunt felii de calcar desprinse din tavanul și din pereții galeriilor, ca urmare a distensiei apărute în urma săpării unui gol subteran.

b. Formele rezultate din depuneri fizico-chimice sunt cunoscute sub denumirea de speleoteme și se produc prin depunerea elementelor din soluțiile care se scurg pe tavanul, pereții și podeaua peșterilor. Se disting mai multe categorii de formațiuni sau speleoteme (Bleahu, 1982): de picurare, de prelingere

gravitațională, de prelingere capilară și de bazin cu apă. În sens strict autorul citat le numește chemotheme, adică formațiuni de umplutură rezultate prin procese fizico-chimice.

Formațiunile de picurare se leagă de desprinderea picăturilor de apă din același loc, de pe tavan și de căderea lor în același loc pe podea peșterii; ele sunt de mai multe tipuri (Bleahu, 1982):

- *stalactitele* sunt speleoteme de formă cilindrică sau conică care se formează pe tavanul peșterilor sau pe alte proeminențe ale acestora. Se formează din picăturile de apă care se desprind gravitațional. În funcție de modul de aport al apei și de morfologia punctului de desprinde există două tipuri de stalactite (fig. 5. 80).

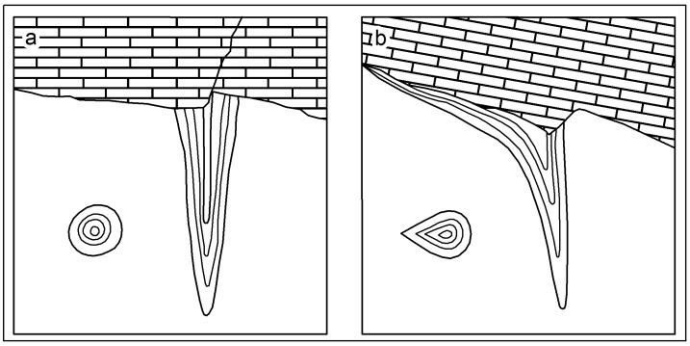


Fig. 5. 80. Formarea stalactitelor; a – tipul I, prin aport de apă printr-o fisură, b – tipul II, formată pe o proeminență prin aport de apă prin prelingere (Bleahu, 1982, p. 148)

Primul tip, cel mai comun, se datorează aportului de apă printr-o fisură; prin desprinderea fiecărei picături are loc o evaziune de CO_2 din soluție, iar pe marginea fisurii se depune carbonat de calciu sub forma unui inel de calcar, care cu timpul devine un tub; el se numește stalactită macaroană sau stilolit; de obicei au lungimi de ordinul decimetrilor, dar pot ajunge și până la 4 m, în Peștera Clamouse din Franța.

Al doilea tip presupune depunerea calcitului la exterior, în lungul tavanului peșterii; cum tavanul prezintă denivelări, o picătură de apă ce alunecă pe suprafața lui nu poate trece de acestea, se desprinde de pe muchie prin ruperea ei în două, depunând și în acest caz un inel de calcit, care se transformă cu timpul într-un tub de obicei asimetric, predispus depunerilor exterioare, care îi asigură o îngroșare rapidă. Stalactite din ambele tipuri sunt prezente, de exemplu, în Peștera Urșilor. Alături de stalactita macaroană și cea conică, considerate tipuri comune, există și alte forme: bulboase, în formă de uger, de baionetă etc.

- *stalagmitele* sunt speleoteme cilindrice sau conice ce cresc de jos în sus pe orice proeminență pozitivă, care se formează din picăturile de apă căzute de la partea superioară. Dimensiunea și forma lor este condiționată de raportul dintre debitul apei de alimentare și capacitatea de depunere a calcitului din ea. În condiții favorabile de

evaziune a dioxidului de carbon (temperatură mai ridicată, presiune mai scăzută şi aerisire bună), depunerea calcitului are loc rapid, suprafaţa de acumulare este restrânsă, iar stalagmita care se formează este de formă zveltă. În condiţii de evaziune nefavorabile a dioxidului de carbon (temperatură scăzută, presiune ridicată şi aerisire deficitară), carbonatul de calciu iasă mai greu din soluţie, adică pe o distanţă mai mare de punctul de picurare, ceea ce va determina formarea unei stalacmite de formă robustă.

Urmărite în secţiune transversală se observă ca stalacmitele nu au un canal central ca la stalactite, deoarece apa nu picură printr-un tub. În schimb se observă cercuri concentrice de calcit (fig. 5. 81), ceea ce atestă că o stalacmită creşte în grosime prin depuneri succesive centrifuge, care se suprapun şi se îmbracă reciproc ca nişte bonete (Bleahu, 1982). Sub aspectul formei stalagmitele pot fi de tip lumânare, conice, căpiţă, bonetă, sub formă de dom, de teanc de farfurii, de trunchi de palmier, etajată (cu variaţii sistemice în condiţiile de depunere a calcitului).

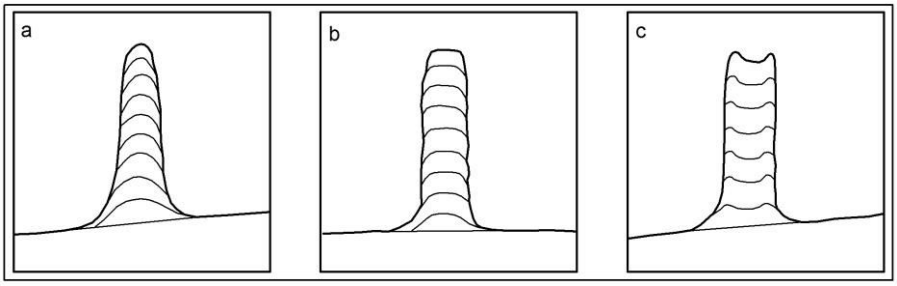


Fig. 5. 81. Formarea stalagmitelor: a – păturile de calcar se acoperă de sus în jos, b – păturile nu se mai îmbracă complet, c – păturile au tendinţa să se ridice pe margini (Bleahu, 1982, p. 153)

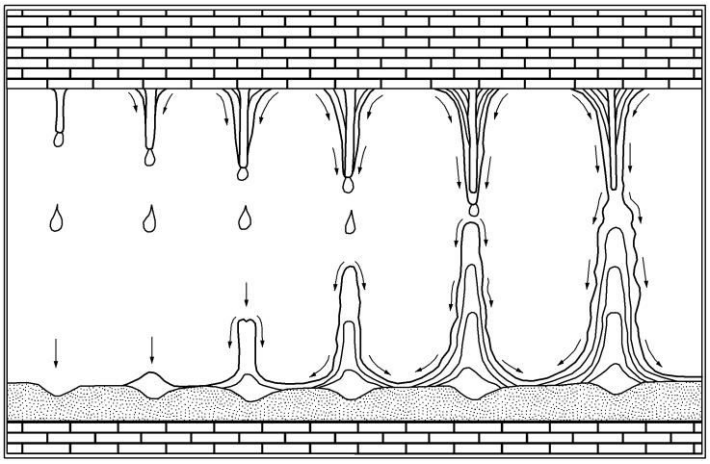


Fig. 5. 82. Formarea coloanelor (Bleahu, 1982, p. 159)

- *coloanele* se formează prin unirea unei stalactite cu stalagmita corespunzătoare, participarea celor două elemente fiind de obicei vizibilă (fig. 5. 82). Dacă stalagmita ocupă mai mult de jumătate din coloană se numeşte stalacto-stalagmită; când stalactita ocupă mai mult de jumătatea coloanei vorbim de stalagmato-stalactictă.

Formele de prelingere gravitațională sunt rezultatul prelingerii apei sub forma unei pături continue, dar extrem de subțire pe tavanul, pereții și podeaua peșterii; dintre acestea se remarcă următoarele (Bleahu, 1982):

- *vălurile* sunt rezultatul prelingerii picăturilor de apă și se prezintă ca o lamă de calcit ce atârnă de tavan pe o înălțime de la câțiva centimetri până la un metru; lungimea poate fi de câțiva metri, iar grosimea de 0,25 – 1 cm. Datorită aspectului unduit, vălul mai poartă denumirea de cortină sau draperie;

- *draperiile parietale* se referă la depunerile de calcit care îmbracă pereții peșterilor; pentru desemnarea lor se mai folosesc și termenii de scurgere parietală, pentru forme simple sau de cascadă, pentru formațiunile complexe. În funcție de morfologia peretelui, care poate să fie și în surplombă, draperiile primesc diverse forme, cum sunt cele de meduză, paraşută, amvon, baldachin, şi candelabru;

- *planşeele* sunt depuneri de calcit care acoperă suprafețele orizontale sau suborizontale ale peșterilor; ele sunt caracteristice podelelor, dar se pot forma și în alte locuri cum ar fi terasele sau banchetele. Planșeele pot să acopere cu un strat gros neregularitățile podelelor, cum ar fi un strat de prundiș pe care îl acoperă și cimentează; dacă o viitură îndepărtează prundișul de la partea inferioară, planșeul rămâne suspendat sub formă de baldachin, fiind fixat doar de unul dintre pereții peșterii, dinspre care a venit alimentarea cu apă (Bleahu, 1982);

- *gururile* denumite și bazine de planșeu se prezintă sub forma unor bazine cu o latură lipită de un perete, iar celelalte se prezintă sub forma unui baraj arcuit convex; când în apa din interiorul lor precipită carbonat de calciu se poate forma un capac care îl acoperă parțial sau total, formând gururile cu capac, cum sunt cele din Peștera Buhui, din Munții Aninei.

Formațiunile de prelingere capilară se formează din peliculele extrem de fine de apă, care aderând puternic la substrat pot să avanseze contrar gravitației în toate direcțiile, dacă sunt alimentate continuu. Se remarcă în acest sens următoarele (Bleahu, 1982):

- *speleotemele coraloide* sunt rezultatul avansării apei pe suprafețe libere; se prezintă sub forma unor concrețiuni de ordinul milimetrilor sau a centimetrilor, localizate pe pereții, podeaua, concrețiunile mai mari sau blocurile de prăbușire din peșterile relativ uscate și bine aerisite. Se prezintă sub forma de ace, anthodite (termen latin utilizat pentru floare), lamele de calcit;

- *cristalictele* sunt cristale albe, translucide până la transparente, de formă foarte variată, cum ar fi cea de baghetă îndoită şi răsucită;

- *discurile* cunoscute şi sub denumirea de palete au dimensiuni de la 50 cm la 2 cm diametru şi grosimi de 12 – 20 cm. Sunt agăţate de tavanul peşterilor prin intermediul unui picioruş de câţiva centimetri. Astfel de formaţiuni sunt tipice, de exemplu, pentru Peştera Pojarul Poliţei.

Formaţiunile de bazin cuprinde formele generate sub apă, de obicei în bazine de acumulare. Cele mai cunoscute sunt următoarele:

- *calciul flotant* se referă evaziunea dioxidului de carbon şi precipitarea carbonatului sub forma unor pelicule extrem de subţiri, de doar 0,1 – 1 mm grosime, care plutesc pe apă din cauza tensiunii superficiale, mai puternică decât gravitaţia (Bleahu, 1982). La cele mai mici şocuri, ele se scufundă pe fundul apei unde formează straturi cu grosimi de până la 30 cm;

- *trotuarele* se formează prin lipirea plutelor de calcit, împinse de curenţi slab, de pereţii bazinului, unde precipitarea carbonatului de calciu continuă. Prin adăugiri succesive, se formează un strat de calcit cu grosime de 1 – 5 cm, ce se prezintă sub forma unui trotuar în consolă în lungul pereţilor;

- *macrocristalele* sunt rezultatul depuneri elementelor din soluţiile saturate prin cristalizare. Se formează cristale mari, cu dimensiuni ce pot depăşii 20 cm lungime, cu o dezvoltare cristalografică aproape perfectă de tip romboedru, scaleoedru, bipiramidă etc. (Bleahu, 1982);

- *perlele de bazin* se formează pe fundul bazinelor acoperite complet cu apă; au diametre de la câţiva milimetri până la 1 – 3 cm şi se găsesc în cuiburi cu sute de exemplare.

Speleotemele necalcice. În afară de calcit şi alte substanţe participă la formarea speleotemelor. Se remarcă în acest sens speleotemele de montmilch (o substanţă complexă care conţine carbonaţi de calciu şi alţi carbonaţi rari cum sunt lubinit, hidromagnezit, hunit, la care se adaugă argilă şi materie organică), speleotemele aragonitice (carbonat de calciu care cristalizează ortorombic), speleotemele de sulfaţi (dintre mineralele sulfaţilor care formează speleoteme de sine stătătoare se remarcă gipsul, epsonitul, mirabilitul etc.), speleotemele limonitice (sunt rezultatul prezenţei în apropierea peşterilor a acumulărilor de hidroxid de fier, din care apa se încarcă cu limonit, pe care-l depune apoi în subteran), speleotemele de fosfaţi, speleotemele de sare şi speleoteme de gheaţă (Bleahu, 1982).

c. Formele rezultate din acumulările clastice se referă la materialele ajunse în peşteri pe diverse căi, care cu timpul determină umplerea parţială sau totală a golurilor subterane. Pentru ele a fost propus termenul de clastotheme, adică formaţiuni de umplutură rezultate din procese de sedimentare a materialului clastic (Bleahu, 1982).

Umpluturile detritice fac trimitere la rămășițele unor roci preexistente, sfărâmate, îmbucătățite, și acumulate apoi în alt loc decât cel de origine, sub formă de sedimente (Bleahu, 1982). Ele pot proveni atât din interiorul peșterii, cât și din exteriorul ei. În categoria lor se intră următoarele:

- *detritusul de incaziune*, inclus în categoria sedimentelor gravitaționale, este frecvent întâlnit în galeriile și peșterile fosile. Se prezintă sub formă de blocuri, lespezi, plăci așchii și granule, ale căror dimensiuni variază de la boabe de nisip, la blocuri de mai mulți metri cubi (Bleahu, 1982); se formează îndeosebi prin litofracție și gelifracție, care determină desprinderea de fragmente din tavanul și pereții peșterilor;

- *conurile de dejecție* se formează prin acumulări detritice la gura canalelor de aducțiune și la confluențele acestora;

- *depunerile aluvionare* sunt materialele transportate de apă și apoi acumulate, fapt dovedit de caracterul lor rulat și originea alohtonă;

- *depunerile pelitice* se referă la depunerile de argile care se întâlnesc în peșteri. Ele se pot fi sub formă de stalacmite de argilă, poligoane de argilă, urme de scurgere, vermiculații.

Umpluturile organice deși nu sunt importante cantitativ, ele aduc informații prețioase despre trecutul peșterilor. Se grupează în trei categorii (Bleahu, 1982):

- *depozitele fitogene* sunt cele de proveniență vegetală; din moment ce plantele superioare nu pot să crească în peșteri în lipsa luminii, înseamnă că ele sunt de proveniență alohtonă. În categoria lor se remarcă: trunchiuri de copaci, crengi, frunze, iarbă etc.;

- *depozitele tanatogene* cuprind resturi de animale sub formă de cadavre sau numai de oase;

- *depozitele coprogene* reprezintă acumularea excrementelor animalelor de peșteră, dintre care se remarcă îndeosebi cele ale liliecilor, care alcătuiesc depozitele de tip guano (Bleahu, 1982).

5.5.8.3.2. Avenele

Sunt puțuri naturale de suprafață care se adâncesc vertical sau în pantă mare, în masivele de calcar (Bleahu, 1982). Dacă se află în totalitate în interiorul unei peșteri se numește puț (dacă se lasă în jos) sau horn (dacă se ridică deasupra galeriei de acces). Se numește dom, dacă este de dimensiuni mari, în formă de sală; o verticală cu o buză foarte extinsă poartă denumirea de prăpastie (fig. 5. 83). Diferența dintre o galerie și un aven este dată de înclinare; se acceptă denumirea de aven pentru golul accesibil numai cu mijloace artificiale de coborâre, ceea ce plasează limita la 65 – 70°. Atunci când accesul într-o peșteră nu prea mare se face prin intermediul unui aven, se folosește termenul de aven-peșteră (Bleahu, 1982).

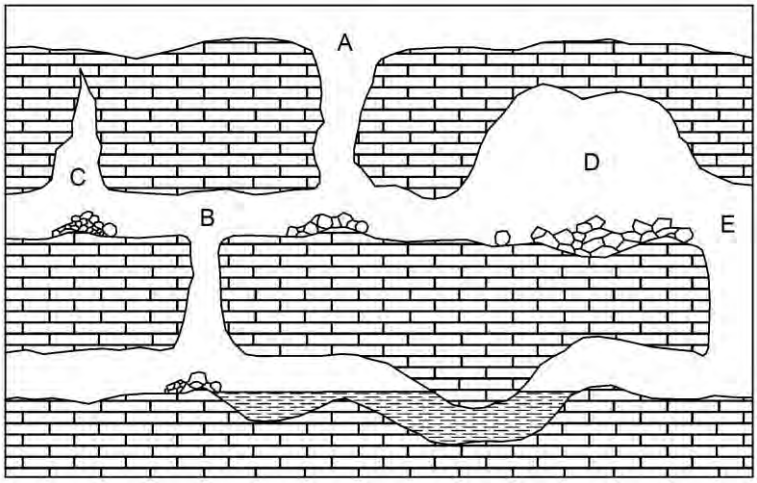


Fig. 5. 83. Nomenclatura verticalelor: A – aven, B – puț, C – horn, D – dom, E – prăpastie (Bleahu, 1982, p. 93)

După geneză ele sunt de mai multe tipuri (fig. 5. 84 și 5. 85): tectonice, gravitaționale (de tracțiune laterală, de prăbușire), create de apă (de infiltrație, de coroziune ascendentă, absorbante sau de insurgență, aven debitor etc.) (Bleahu, 1982).

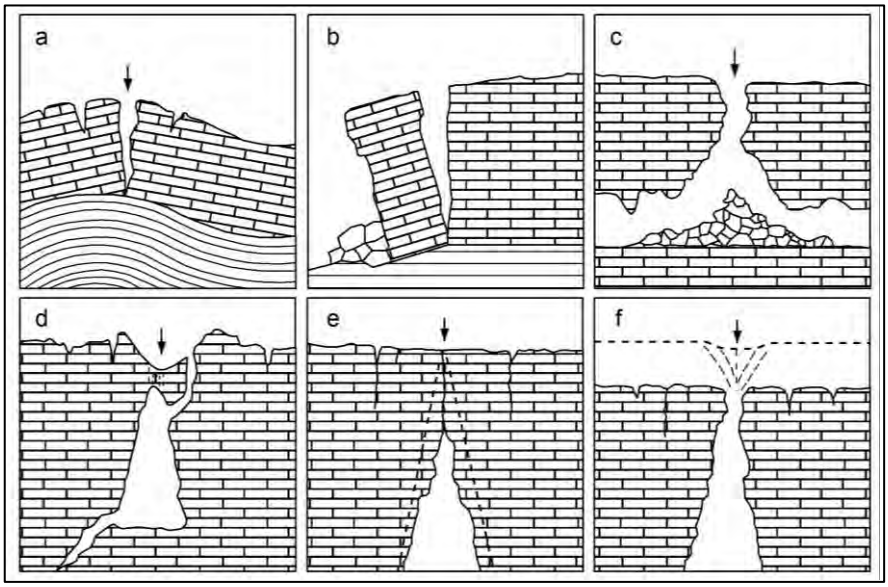


Fig. 5. 84. Tipuri genetice de avene verticale: a – aven tectonic, b – aven gravitațional, c- aven de prăbușire, d – puț, de infiltrație, e – puț de coroziune ascendentă, care răzbate la zi devenind aven, f – puț de coroziune ascendentă devenit aven prin îndepărtarea unei tranșe de teren de la suprafață (Bleahu, 1982, p. 96)

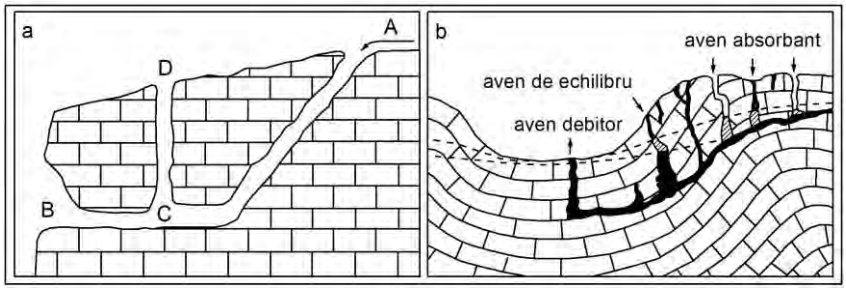


Fig. 5. 85. Aven emisiv; la debite mari apa pătrunsă prin A nemaiputând fi drenată prin C, se acumulează și iese prin D (a), aven de echilibru, avene absorbante și aven debitor (b) (Bleahu, 1982, p. 97)

5.5.8.4. Tipurile de carst

Formele carstice individuale se îmbină armonios în teren pentru a crea ansambluri ce definesc un anumit tip de relief carstic. Cu toate că există numeroase criterii de clasificare a reliefului carstic, importanță prezintă următoarele (Bleahu, 1982): morfologic, structural, al raportului dintre calcare şi rocile impermeabile înconjurătoare şi climatic. Dintre acestea vor fi detaliate în continuare două dintre ele: morfologic şi climatic.

5.5.8.4.1. Tipurile morfologice de carst

După acest criteriu, care are la bază dimensiunea şi poziția calcarelor în relief se deosebesc trei tipuri de relief carstic: platourile carstice, crestele calcaroase şi masivele izolate (Bleahu, 1982).

Platourile carstice reprezintă suprafețe de calcar care acoperă teritorii extinse. În cadrul lor se remarcă carstoplene, văi de doline, văi oarbe, văi în fund de sac, câmpuri de lapiezuri, polii şi depresiuni carstice (Bleahu, 1982). Ca exemple pot fi date Platoul Padiș, Platoul Ocoale-Scărișoara, Platoul Vaşcău, Platoul Colonovăț, Platoul Brădet, Platourile Causse de Sauveterre, Causse de Mejan, Causse Noir și Causse de Larzac din Franța.

Crestele calcaroase sunt teritorii ocupate de calcar, de formă alungită, cu aspect extrem de variat. Ele pot fi detașate de teritoriile înconjurătoare (Piatra Craiului, Trascăul) sau pot înglobate în relieful general, fără să se diferențieze în mod expres (fâșia de calcare care mărginește spre est Podișul Mehedinți, în care se află Peştera Topolnița).

Masivele izolate reprezintă apariții de calcar de dimensiuni reduse, adesea de ordinul sutelor de metri pătrați și mai rar cu suprafețe de peste de 2-3 km^2. Se remarcă în acest sens Masivele izolate din Munții Trascău unde apar cu zecile (Piatra Craivii, Plotunul, Vulcanul, Corabia, Dâmbăul, Pietrele Cetii etc.) (Bleahu, 1982).

5.5.8.4.2. Tipurile climatice de carst

Relieful carstic este influențat de climat, îndeosebi prin variațiile de temperatură și umiditate. Apa rece are o putere mai mare de dizolvare a dioxidului de carbon, în schimb într-o apă caldă difuziunea acestuia este mai rapidă, astfel că un factor îl egalează pe celălalt (Bleahu, 1982). Luate comparativ apa din topirea zăpezii este foarte bogată în CO_2, deci foarte agresivă. De asemenea, prezența unui sol acid, bogat în humus și silice, determină creșterea aciditații apei, fapt care intensifică carstificarea; în acelaşi timp un sol gros împiedică aportul de apă și o blochează (Bleahu, 1982). Toate acestea determină ca într-un teritoriu umed carstificarea să fie mai intensă decât într-unul uscat, sub aspect climatic.

Înseamnă că asocierea dintre rocă și apă, nu se face peste tot la fel și aceasta nu numai din cauza temperaturii neuniforme a apei, dar și din cauza diferențierii încărcăturii sale în gaze și acizi. În acelaşi timp modelarea carstică depinde de influențele directe și indirecte ale vegetației, de modul dezvoltării celorlalte procese morfogenetice, precum și de caracterul acoperit sau nud al rocii (Mac, 1980). Astfel, particularitățile mediului morfogenetic vor determina condiții favorabile, nefavorabile și limitative în procesul de carstificare.

După criteriul climatic se pot separa șase tipuri de carst: glaciare și periglaciare, reci oceanice, temperate, mediteraneene, tropicale și ecuatoriale și de climat arid.

Carsturile glaciare și periglaciare. Sunt rezultatul condițiilor din teritoriile cu climă rece unde apa care pătrunde în substrat îngheață permanent. Ea se dezgheață doar la suprafață pe o grosime redusă în timpul scurtelor veri polare.

Carstificarea în regiunile reci este astfel limitată de o serie de factori: prezența învelișului de gheață, care persistă tot timpul în regiunea glaciară; înghețul permanent din substrat, datorită căruia infiltrarea apei nu este posibilă; cantitatea redusă de precipitații și forma solidă a acestora; existența cuverturilor glaciare și periglaciare, care acoperă substratul (Mac, 1980).

Rezultă un relief superficial, cu alveole, doline de dimensiuni reduse și câmpuri de lapiezuri. Sub pătura de sol înghețat se formează carstul de profunzime, în care dacă apa pătrunde prin captări laterale se dezvoltă rețele subterane cu forme de coroziune și fără speleoteme (Bleahu, 1982). Prezența acestor forme plasează carstificarea din ținuturile glaciare și periglaciare în categoria proceselor accesorii eroziunii glaciare și periglaciare.

Lucrurile sunt destul de diferite în etajele glaciare și periglaciare din munții de tip alpin de la latitudini temperate. De exemplu, în Alpii Europei se găsesc unele dintre cele mai vaste rețele subterane din lume, cum ar fi Holloch (136 km lungime), Eisrisenwetl (42 km), Peirre Saint Martin (39 km), precum și avenele cu cea mai

mare denivelare: Jean Bernard (1.410 m), Pierre Saint Martin (1.148), Berger (1148) etc. (Bleahu, 1982).

Carsturile reci oceanice localizate în nord-vestul Europei (Irlanda, Anglia, Belgia ș.a.) sunt dezvoltate într-un climat cu multă umiditate și frig moderat, sau mai corect spus într-un climat răcoros, în care înghețul este rar și zăpada destul de redusă, fapt care face ca gelifracția să nu fie foarte activă (Bleahu, 1982). Condițiile respective sunt favorabile dezvoltării unui sol profund, motiv pentru care nu se dezvoltă lapiezuri, iar dolinele sunt rare. Dacă solul este îndepărtat, sub el apare o rocă rugoasă, un carst-burete, determinat de coroziunea excesivă întreținută de acizii humici foarte activi. Coroziunea nu pătrunde mult în adâncime, motiv pentru care nu există avene profunde, ci doar rețele suborizontale subterane, în care se formează stalactite.

Carstul zonelor temperate are o mare varietate de peisaje datorită diversității litologice, texturale, structurale și altitudinale. Elementul comun al acestora este că sunt carsturi verzi, înierbate, împădurite sau cultivate, fapt care determină lipsa câmpurilor de lapiezuri și a poliilor; drenajul subteran este în general dezvoltat pe orizontală, din cauza diferențelor de nivel reduse. Dintre formele tipice se remarcă platourile carstice, văile seci suspendate, doline relativ modeste, avene care pătrund de pe platouri până la drenajele subterane, endocarstul este bine dezvoltat doar pe alocuri, așa cum se întâmplă de exemplu în platourile carstice din centrul Americii de Nord, unde se află gigantica rețea a sistemului Flint Ridge-Mammoth Cave (Bleahu, 1982). Este mai degrabă o morfologie carstică de tranziție de la zonele reci la cele tropicale.

Carstul de climat mediteranean este bine dezvoltat în jurul Mării Mediterane, sub forma unei fâșii latitudinale. Sub aspect climatic el este rezultatul umezelii din sezonul rece, când se înregistrează cantități însemnate de precipitații, precum și al căldurii din sezonul cald. În sezonul ploios de iarnă are loc intensificarea carstificării, în timp ce în sezonul uscat și cald de vară ea se atenuează la suprafață (Mac, 1980), dar continuă în subteran, dovada fiind speleotemele din peșteri.

La nivelul reliefului de detaliu domină câmpurile de lapiezuri cu forme de mari dimensiuni, doline și uvale, pentru ca nivelul reliefului major să fie prezente poliile și carstoplenele de coroziune (Bleahu, 1982). Endocarstul este la rândul său bine reprezentat prin peșteri, iar legat de acestea sunt prezente exurgențe cu debite considerabile cum sunt cele de la Vaucluse Fontaine l'Eveque (din Franța), Timavo și Ombla din Slovenia, respectiv Croația.

Carsturile tropicale și ecuatoriale se aseamănă cu cele din climatul mediteranean, doar că procesele de carstificare sunt duse la extrem. Acest lucru este posibil deoarece precipitațiile depășesc cantități de 2.000 – 3.000 mm, iar temperaturile medii multianuale depășesc 18 – 20 ^{o}C. Pe măsură ce avansează în adâncime apa devine mai rece decât la suprafață, capacitatea de absorbție a CO_2 se

menținându-se ridicată în continuare. Aportul de acid carbonic și acid humic este mare, datorită proceselor de descompunere a resturilor vegetale. Toți acești factori alcătuiesc mediul morfogenetic carstic intertropical (Mac, 1980), în cadrul căruia coroziunea determină îndepărtarea unei tranșe importante de calcar (Bleahu, 1982). Autorul citat menționează în continuare că, modelarea carstică, pe fondul unei pânze de apă bine alimentată, începe cu formarea de doline, a căror pereți sunt lărgiți, pentru a se ajunge la depresiuni delimitate de platouri neafectate; cu timpul ele se transformă în martori de eroziune cu aspect de piramide, de unde denumirea de carst de piramide (fig. 5. 86), care prin continuarea carstificării ajung la stadiul de turnuri cilindrice - carstul de turnuri - denumite mogote (fig. 5. 87).

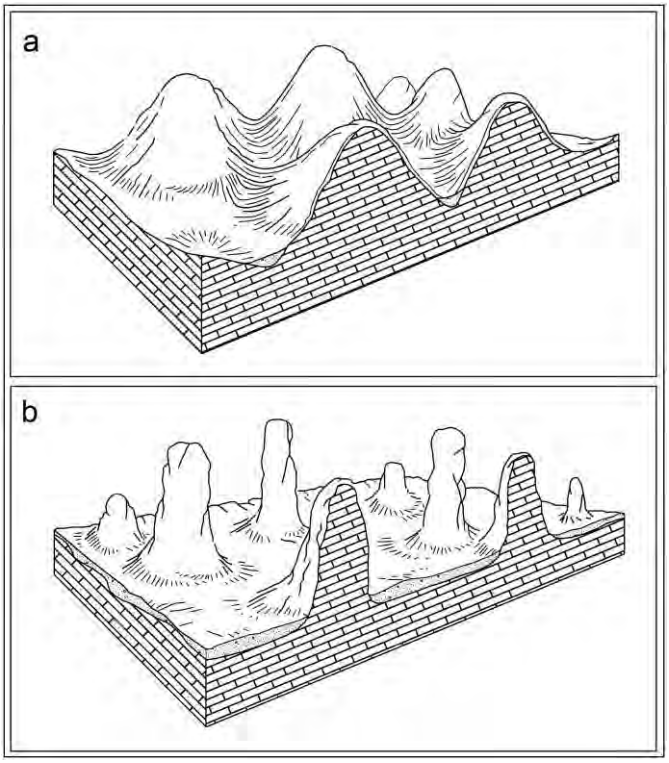


Fig. 5. 86. Tipuri de carst tropical: a – carst cu conuri, b – carst cu turnuri (Bleahu, 1982, p. 257)

Endocarstul este și el foarte dezvoltat fiind reprezentat de râuri subterane cu debite considerabile (110 m^3/s la râul Tobio din Noua Guinee) și peșteri cu lungimi de peste 10 km, care abundă de speleoteme. Ca exemplu pot fi date teritoriile carstice din Honduras, Costa Rica, Guatemala, Cuba, Puerto Rico, Jamaica, Brazilia, Venezuela, Vietnam, Laos, Filipine, sud-estul Chinei (Bleahu, 1982).

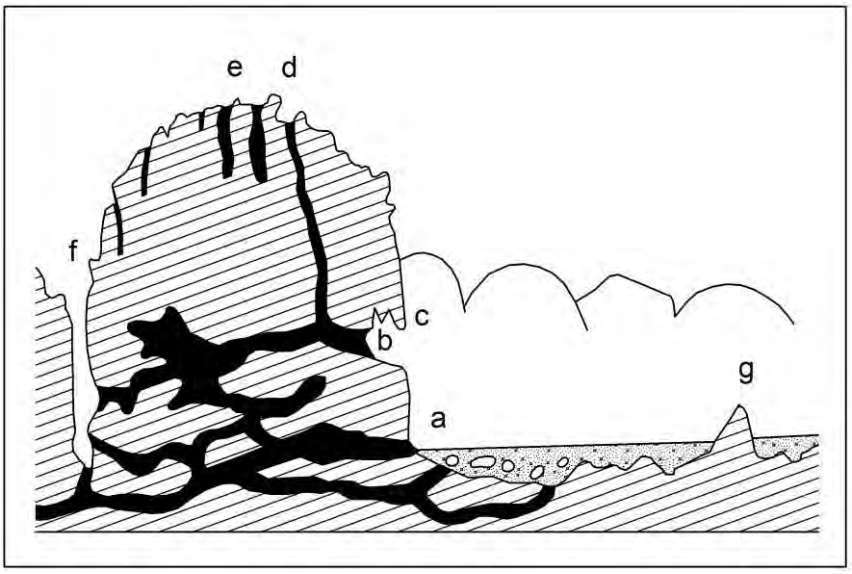


Fig. 5. 87. Relief de carst tropical; profil printr-o mogotă din Sierra de los Organos, Cuba: a – peșteră activă, b – peșteră fosilă, c – stalactită, d – aven, e – câmp de lapiezuri, f – cheie, g – hum (Lehmann, 1954, citat de Mac, 1996, p. 275)

Când pachetele de calcar se mențin la altitudini reduse predomină dolinele alungite, care în timpul precipitațiilor însemnate cantitativ, pot fi umplute cu apă sau transformate în mlaștini. Dolinele ocupate permanent de apă sau de mlaștini, cu alimentare și din pânza freatică, se numesc cenote în Florida.

Carsturile de climat arid sunt rezultatul fie unor procese carstice din trecut, fie cel al prezenței în profunzime a unei pânze freatice active (Bleahu, 1982). Așa se explică platourile carstice din Egipt și din partea de sud a Saharei, teritorii care în perioadele interglaciare au beneficiat de un climat mai umed. La rândul său, platoul carstic Nulabor, din plin deșert australian, adăpostește peșteri active la care duc avene de prăbușire (Bleahu, 1982).

La suprafață carstificarea este extrem de redusă, din cauza precipitațiilor neînsemnate cantitativ și a temperaturilor ridicate. Chiar dacă se înregistrează și averse apa este destul de caldă, iar în lipsa acizilor care ar putea proveni de la sol și vegetație are o acțiune dizolvare limitată. De asemenea, lipsa solului și a vegetației face ca scurgerea apei să se realizeze rapid, iar durata contactului dintre rocă și apă este prea scut pentru producerea coroziunii; în același timp, scurgerea mare de suprafață nu facilitează infiltrația și apoi chiar dacă apa ajunge la roci, ea nu se poate acumula timp îndelungat, din cauza evaporației mari; este vorba așadar de un carst relict, insolit (Mac, 1980).

5.5.8.5. Evoluția reliefului carstic

Chiar dacă s-a încercat elaborarea de modele, care să demonstreze evoluția ciclică a reliefului carstic, așa cum a făcut-o W. M. Davis, A. Penk, J. Cvijic şi alții, ele nu au fost foarte convingătoare, deoarece *„un masiv de calcar evoluează începând de la prima picătură de apă ce-l atinge și-l dizolvă până la dispariția completă a rocii, revenirile fiind imposibile”* (Bleahu, 1982, p. 260), chiar dacă teritoriul suferă o nouă ridicare din cauze tectonice.

Pentru evoluția reliefului pot fi totuși distinse câteva stadia (fig. 5. 88), așa cum au fost ele propuse de Emm. de Martonne (1948):

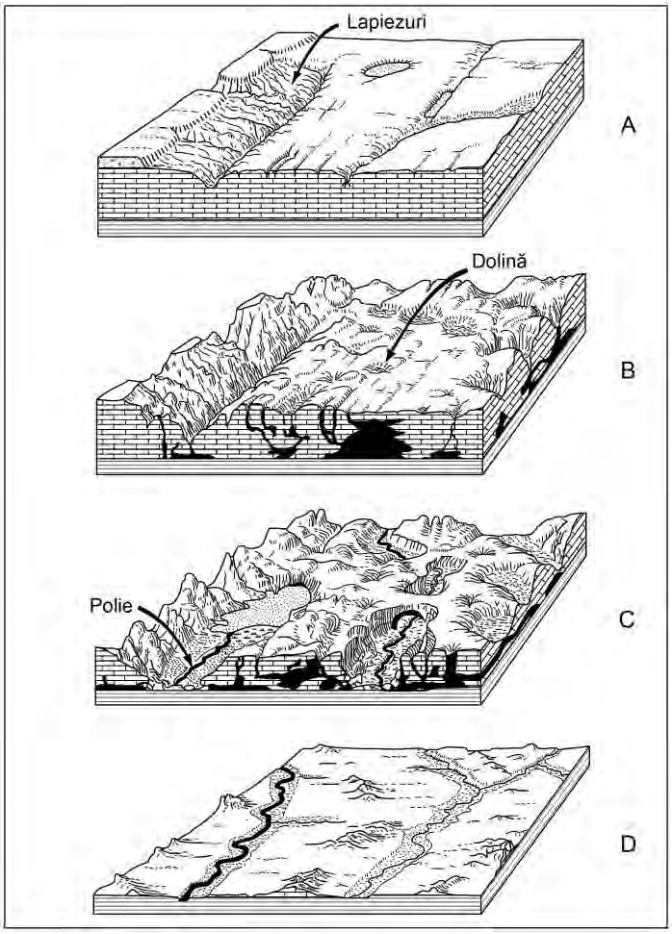


Fig. 5. 88. Stadiile evoluției reliefului carstic: A – primul stadiu (câmpuri de lapiezuri, ponoare, doline); B – al doilea stadiu(doline, uvale, peșteri); C – al treilea stadiu (prăbușiri, văi, polii, subțierea calcarului), D – al patrule stadiu (Raisz, 1962, citat de Strahler, 1973, p. 522)

- primul stadiu se caracterizează prin prezența lapiezurilor și pierderea subterană a cursurilor de apă de la suprafață;

- al doilea presupune dezvoltarea concomitentă a formelor exocarstice și a celor de endocarstice;

- al treilea stadiu începe când procesele de prăbușire fac legătura între formele de suprafață și cele de adâncime, determinând formarea podurilor și arcadelor naturale;

- ultimul stadiu este evidențiat de apariția câmpiilor de nivelare largi pe cuprinsul cărora se mențin martori de eroziune.

Desfășurarea stadiilor poate fi întreruptă de factori tectonici sau climatici, care pot determina reluarea și finalizarea modelării carstice, în cu totul alte condiții de mediu, decât cele inițiale; indiferent de situație însă morfogeneza carstică are o tendință unică și aceasta este îndreptată către consumarea masei calcaroase (Mac, 1980).

După prezentarea întregii suite de forme de relief rezultate în urma proceselor carstice și urmărirea modului în care evoluează teritoriile compuse din astfel de forme, se poate concluziona că în morfologia carstică roca este variabila principală, cea care nuanțează mecanismele și procesele în funcție de alcătuirea și structura ei. Altfel spus, când vine vorba de modelarea reliefului, calcarul este scos în evidență datorită unei proprietăți a lui, mai rar întâlnită la alte roci din natură și anume solubilitatea.

Concluzii. Prin gama variată de forme de relief care se dezvoltă datorită particularităților individuale ale rocilor, relieful petrografic apare mai degrabă ca unul de detaliu în cadrul ansamblurilor structurale și morfologice majore.

Relieful petrografic, așa cum a fost prezentat, este rezultatul modului diferit în care rocile își asociază agenții modelatori. Asocierea are loc în funcție de condițiile de mediu: climat, sol, vegetație, structură etc., ceea ce înseamnă că se vor rezulta forme de relief care diferă substanțial, chiar dacă coordonatele geografice au valori apropiate.

CAPITOLUL 6
RELIEFUL GENERAT DE FACTORILOR EXTERNI AI TERREI

Pe fondul geomorfologic creat de factorii interni acționează o serie de factori și agenți externi. Ei nu fac altceva decât să continue modelarea scoarței terestre, până la formarea reliefului de detaliu.

Fiecare agent geomorfologic, fie că vorbim de apă, aer, viețuitoare sau om, intervine asupra scoarței în manieră proprie. În urma interacțiunii apei (prezență în mediu sub cele trei stări de agregare: lichidă, solidă și gazoasă) cu substratul se formează relieful fluvial, maritim, glaciar și periglaciar. În același timp, prezența vaporilor de apă se face simțită și în procesele de meteorizație. Învelișul de aer al Terrei nu rămâne nici el fără efect atunci când vine vorba de formarea reliefului. Repartiția proceselor atmosferice permite delimitarea principalelor zone climatice. În funcție de caracteristicile lor, agentul eolian se va manifesta ca atare, iar acolo unde va devenii dominat va genera un relief specific, denumit relief eolian. Tot în funcție de condițiile climatice va fi și rata meteorizării. La rândul lor, plantele și animalele chiar dacă intervin doar punctual în formarea unui relief specific, prezența lor nu trebuie ignorată, cu atât mai puțin dacă ne gândim la biometeorizație. Omul, prin activitățile care le desfășoară la suprafața Terrei (prelucrarea solul, extragerea substanțelor minerale utile, depozitarea sterilului, realizarea căilor de comunicații și extinderea habitatelor pentru locuit), realizează o gamă variată de forme de relief, cunoscute sub denumirea de relief antropic.

Factorii externi au ca acțiune generală deplasarea materiei pe suprafața globului. În tot acest demers un rol important îl are gravitația. Cu toate că asigură deplasarea din punctele înalte în cele joase, ea nu este un agent geomorfologic, deoarece nici nu prepară nici nu transportă materiale, este doar o forță care direcționează mișcarea. În acest sens, deformațiile tectonice sunt cele care asigură premisa acțiunii agenților externi. De exemplu, existența unui abrupt condiționat tectonic, creează un potențial morfogenetic care este valorificat de agenții externi. În condiții de stabilitate tectonică abruptul poate fi erodat și adus la nivelul suprafeței topografice generale din teritoriul respectiv.

6.1. METEORIZAȚIA

Meteorizația este răspunsul rocilor și mineralelor, aflate în echilibru în interiorul scoarței, la contactul cu atmosfera, hidrosfera și biosfera, răspuns concretizat prin modificarea și distrugerea unor proprietăți ale rocilor, în urma căreia se formează depozite cu proprietăți noi și o morfologie distinctă

(Rădoane et al., 2001). Mai pe scurt meteorizația reprezintă totalitatea proceselor mecanice, fizice, chimice și biologice la care sunt supuse rocile în contact cu atmosfera (Mac, 1976). Termenul a fost preluat din limba franceză (*météorisation*) sau portugheză (*meteorização*), corespondentul lui din limba engleză fiind *weathering*, care înseamnă măcinarea rocilor în loc sub acțiunea vremii.

Modificările la care sunt supuse rocile, aflate în echilibru structural și mineralogic, o dată ajunse în mediu subaerian, reprezintă răspunsul lor, la noile condiții de presiune, temperatură și umiditate. Majoritatea mineralelor din rocile magmato-vulcanice și metamorfice se formează la temperaturi aproximativ 1000 °C și presiuni de mii kilopascali (Bridge și Demico, 2008). Cu toate acestea, când ajung la suprafața Pământului, fiind expuse la temperaturi medii de 15-25 °C și la presiuni de 1 atmosferă, pe fondul prezenței oxigenului liber, abundent dizolvat în apele de suprafață și meteorice, mineralele din roci se descompune chimic datorită reacțiilor de alterare (Bridge și Demico, 2008).

După modificarea sub aspect dimensional și al compoziției, echilibrul rocilor de bază cu mediul este menținut prin intermediul scoarței de meteorizație. Aceasta o dată formată este supusă acțiunii agenților externi, care prin îndepărtarea orizonturilor ei constituente, îndeosebi de pe interfluvii și versanți, aduce în câmpul lor de acțiune roci proaspete (Mac, 1986).

Forma și rata meteorizației sunt mult influențate de tipul rocilor, deoarece textura, structura, granulometria, porozitatea, permeabilitatea, plasticitatea, culoarea și conductibilitatea termică poartă amprenta genezei lor.

Procesele de meteorizație, prin modul de manifestare și elementele rezultate nu fac altceva decât să prefațeze acțiunea de eroziune, transport și acumulare înfăptuită ulterior de agenții externi.

Pornind de la natura forțelor care acționează asupra rocilor, de la tipul procesului implicat (fizic, chimic, biologic, biochimic) și de la stadiul de evoluție al produselor rezultate, se disting trei forme principale de manifestare a meteorizației: dezagregarea, alterarea și biometeorizația.

Cu toate că în continuare vor fi tratate separat, ele sunt complementare și au rolul de a menține echilibrul între roci, formate în condiții diferite de cele subaeriene, și mediul în care ele au ajuns, pentru a fi modelate de către agenții externi. Meteorizația începe cu slăbirea și fragmentarea rocilor, pentru ca apoi să continue cu transformarea acestora în depozite cu caracteristici specifice. Acestea au rol de scut de protecție a rocilor in situ față de acțiunea agenților externi (Rădoane at al., 2001).

Practic procesele de meteorizație nu fac altceva decât să pregătească rocile pentru acțiunea celorlalți agenți.

6.1.1. Dezagregarea

Reprezintă procesul de fragmentare a rocilor, datorită tensiunilor care se formează în interiorul lor, sub efectul unor influenţe exterioare: îngheţ-dezgheţ, variaţii de temperatură peste 0 °C, umezire-uscare, precipitarea unor soluţii cu formarea de cristale etc. Dezagregarea se mai numeşte şi meteorizaţie fizică. Rolul principal în dezagregare este deţinut de forţe tensionale de natură fizică, care se manifestă la nivelul rocilor; efectul forţelor va fi diferenţiat în funcţie de caracteristicile rocilor şi de modul în care intervin factorii externi în declanşarea şi desfăşurarea proceselor de dezagregare (Rădoane et al., 2001).

În urma dezagregării se produce doar fragmentarea rocilor, fără să fie afectată compoziţia mineralogică. Se formează doar fragmente unghiulare de dimensiuni diferite în funcţie de tipul rocii afectate, care răspunde conform punctelor slabe care le are sub formă de: diaclaze, planuri de clivaj, planuri de şistuozitate, goluri intragranulare etc., care nu fac decât să orienteze procesele de desprindere (Cioacă, 2006).

Dezagregarea datorită îngheţ-dezgheţului este susţinută de variaţiile de temperatură în jurul valorii de 0 °C. Procesul este specific regiunilor în care climatul este favorabil acestor variaţii: regiunile subpolare, temperate, în etajele alpin şi subalpin ş.a. Intensitatea este dată de frecvenţa îngheţ-dezgheţului şi nu de amplitudinea variaţiilor termice (Ielenicz, 2005). Eficacitatea procesului este maximă când apa este prezentă în roci. Ea are posibilitatea de a se infiltra prin fisurile rocilor, iar în condiţii de îngheţ îşi măreşte volumul cu până la 9%. Cum temperatura rocii, o dată cu venirea frigului, scade de la exterior spre interior şi sensul de îngheţ al apei va fi acelaşi. Se ajunge ca pana de gheaţă formată în fisuri să acţioneze precum o daltă şi să contribuie la desfacerea în bucăţi a blocurilor de rocă (fig. 6. 1).

Cum presiunea cu care apasă apa la îngheţ asupra rocilor depăşeşte 2.000 kg/cm^2, repetarea ritmică a îngheţ-dezgheţului duce la mărirea crăpăturilor existente şi la formarea altora noi. Acţiunea îngheţ-dezgheţului se diferenţiază după: ritm, frecvenţă, intensitate şi durata perioadei cu îngheţ. De asemenea, rocile au susceptibilităţi diferite la îngheţ-dezgheţ, în sensul că cele compacte sunt puţin gelive, în timp ce rocile poroase sunt foarte gelive (Mac, 1976). Eficacitatea procesului este influenţată şi de prezenţa vegetaţiei. Ea atenuează contrastele şi prim urmare dezagregarea.

Pentru denumirea acestui tip de dezagregare au fost utilizaţi de-a lungul timpului diverşi termeni, dintre care s-a impus cel de *gelifracţie* în urma căruia rezultă gelifractele; nu trebuie uitat că în cadrul procesului de îngheţ-dezgheţ, faza activă este îndeplinită de îngheţ (Rădoane et al., 2001).

Cele mai extinse terenuri afectate de îngheţ-dezgheţ, de multe ori zilnic dacă au expoziţie sudică, sunt cele din zonele reci, din proximitatea limitei zăpezilor permanente, dar mai ales din locurile unde vegetaţia lipseşte. Produsul dezagregării

datorită îngheț-dezghețului se numește detritus. El se prezintă sub forma unor grohotișuri alcătuite din sfărâmături colțuroase, acumulate la baza versanților.

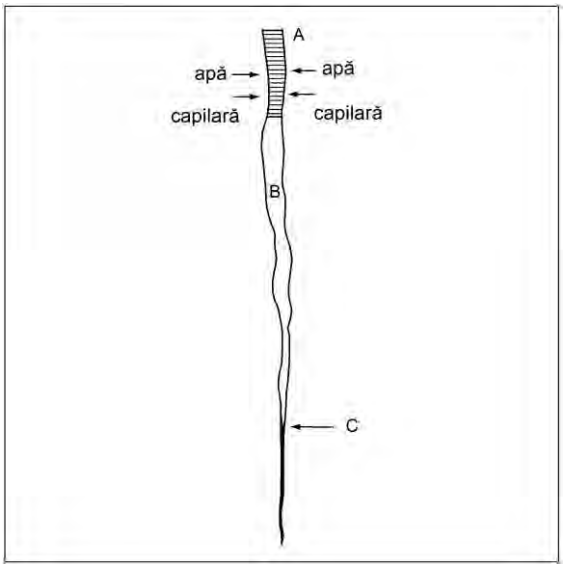


Fig. 6. 1. Propagarea înghețului în substrat sub forma unor pene: A – dopul de gheață, B – apă pe cale de înghețare, C – fisurarea substratului sub efectul presiunii (Mac, 1986, p. 43)

Dezagregarea prin variații de temperatură peste 0 ºC are eficiență maximă în teritoriile cu climat arid, semiarid și temperat excesiv, unde se înregistrează frecvent amplitudini diurne de peste 30 ºC. Astfel de condiții nu permit dezvoltarea învelișului de sol și a celui vegetal, rocile fiind supuse radiațiilor solare. O insolație intensă se produce și în teritoriile montane înalte și cu aer rarefiat. Ea este însă specifică teritoriilor deșertice, unde datorită uscăciunii aerului, înainte de răsăritul soarelui temperaturile coboară spre 0 ºC, pentru ca peste câteva ore rocile să se supraîncălzească la temperaturi de peste 50 ºC. Pătrunderea radiației solare în substrat este influențată de umiditatea aerului, de conductivitatea termică a rocilor, de gradul de acoperire cu vegetație, chiar și efemeră. Radiațiile solare pătrund în general până la 0,5 m în rocă, adică mult mai puțin decât oscilațiile termice provocate de variația temperaturii aerului (Mac, 1976).

Se ajunge în mod repetat la dilatarea și contractarea bruscă a rocilor, procese care le slăbesc coeziunea. Încălzite și răcite succesiv, rocile se dezagregă. Dimineața încălzirea rocilor începe cu părțile exterioare, comparativ cu care interiorul rămâne rece, condiții în care dilatarea exterioară tinde să fie frânată de forțe de coeziune interioare. Se formează fisuri paralele cu suprafața rocii, care vor determina separarea părții exterioare de cea interioară. În timpul nopții, partea exterioară a rocilor este cea

care se răcește prima și se contractă mai tare, comparativ cu cea interioară. Repetarea fenomenului duce la formarea de fisuri dispuse perpendicular pe suprafața rocii. Prezența celor două tipuri de fisuri, paralele și perpendiculare, cu suprafața rocii determină desfacerea rocii în bucăți (fig. 6. 2). Procesul este eficace pe granite, diorite, conglomerate și alte roci asemănătoare, iar în urma lui se formează grohotișuri de dimensiuni variabile, care îmbracă relieful preexistent și care, se constituie în același timp într-un ecran protector al rocile neafectate de meteorizație.

Dezagregarea prin umezire-uscare afectează îndeosebi rocile argiloase și marnoase, care pe de o parte sunt avide de apă, iar pe de alta sunt susceptibile procesului de evaporare. Este cunoscută în acest sens reacția argilelor ce conțin montmorilonit, care în prezența apei o absoarbe rapid și gonflează, mărindu-și volumul cu peste 20%.

Procesul este frecvent în teritoriile semideșertice care au substratul alcătuit din argile, marne sau depozite argiloase. În intervalele cu umiditate argila se îmbibă cu apă, îți mărește volumul, iar straturile de la exterior gonflează; lucrurile se petrec în sens invers în sezonul secetos când prin pierderea apei din argilă, în urma evaporări determină reduceri de volum, soldate cu dezvoltarea crăpăturilor în rețea poligonală (Ielenicz, 2005). Se formează în final plăci argiloase și așchii subțiri curbate, cu grosime de sub 1 cm, și lățimi de zeci de centimetri, denumite coșcove, care pe măsura accentuării uscăciunii, continuă să se fragmenteze, până la stadiul de praf grosier.

Dezagregarea datorită formării cristalelor prin precipitare. Alături de cristalele de gheață, care se formează în roci în urma înghețului, există și cristale rezultate în urma precipitării diverselor substanțe (cloruri, nitrați etc.) din soluțiile supraconcentrate. Acestea ocupă fisurile rocilor, pe care le măresc pe măsură ce fenomenul se repetă, contribuind la dezagregarea lor.

Trecerea sărurilor din soluție în cristale contribuie la dezagregare prin conjugarea a trei tipuri de stress (Rădoane et al., 2001): stress datorat creșterii cristalelor în soluție, stress termic generat de cristalizarea sărurilor în spații limitate și stress datorită hidratării (refacerea rețelei cristaline a apei).

Procesul este eficace în climatele aride și semiaride calde, unde migrarea sărurilor spre suprafață este însoțită de cristalizări și recristalizări, care dezvoltă presiuni în roci, contribuind la fragmentarea lor. În aceste locuri, apa din ploile rare, din rouă sau din ceață pătrunde în timpul nopții în fisurile rocilor, unde se încărcă cu sărurile pe care le dizolvă până la saturare; ziua prin încălzirea rocii și evaporarea apei soluțiile devin supraconcentrate creându-se condiții pentru cristalizare, proces care determină creșteri de volum și tensiuni asupra pereților fisurilor, inițial la suprafață, iar apoi și în adâncime (Ielenicz, 2005).

Înseamnă că rata meteorizației este influențată atât de valoarea temperaturii, deoarece o dată cu creșterea ei se accelerează concentrarea soluțiilor și dezvoltarea

cristalelor (Mac, 1986), cât şi variaţia ei în jurul punctului de precipitare, specific fiecărei soluţii în parte.

O situaţie aparte se întâlneşte în oraşele poluate, unde, datorită prezenţei SO_2 şi a altor poluanţi în atmosferă, precipitaţiile devin acide şi în consecinţă agresive la adresa rocilor puse pe faţadele clădirilor (Mac, 1986).

Geometria dezagregărilor. Indiferent de procesul prin care are loc dezagregarea, formele elementelor rezultate sunt destul de similare. Cele mai întâlnite sunt următoarele (Strahler, 1973):

- *dezagregarea granulară* rezultă când roca se descompune în granule de tipul grăunţilor, asemănători cu nisipul şi pietrişul (fig. 6. 2). Sunt caracteristici rocilor alcătuite din minerale de dimensiuni mari, cum sunt cele intrusive, granitoide şi sedimentare clastice grosiere;

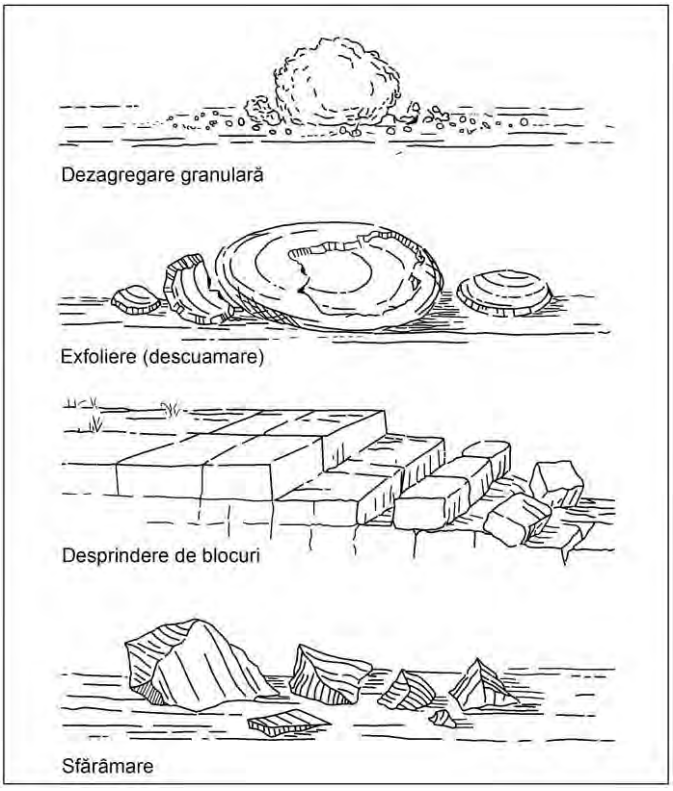


Fig. 6. 2. Diferite tipuri de dezagregare (Strahler, 1973, p. 373)

- *exfolierea* sau descuamarea se produce când are loc desprinderea unor învelişuri din rocă cu suprafaţă sferică; ea se produce îndeosebi pe bazalte şi pe gresii;

- *desfacerea* în blocuri are loc pe fisuri preexistente şi afectează rocile fisurate mecanic încă din timpul genezei lor (platourile bazaltice, coloanele prismatice etc.);

- *sfărâmarea* este rezultatul dezagregării rocilor dure, masive, pe suprafețe de rupere; se formează fragmente unghiulare, cu muchii și colțuri ascuțite (Strahler, 1973).

6.1.2. Alterarea

Cuprinde procesele de meteorizație care conduc la schimbarea proprietăților chimice ale mineralelor din roci, schimbări în urma cărora se formează minerale noi, mai bine adaptate la condițiile de mediu (Mac, 1976). Alterarea se mai numește meteorizația chimică.

Factorul principal care stă la baza proceselor chimice de alterare este apa. Ea acționează ca un solvent și disociază compușii naturali din substrat. Proprietatea de solvent este dată de diferența dintre electronegativitatea hidrogenului și cea a oxigenului (Grecu și Palmentola, 2003).

Rocile metamorfice și magmato-vulcanice sunt predispuse la alterare, deoarece sunt mineralogic neomogene și conțin multe elemente chimice, care intră ușor în reacție cu cele din aer și din apa care circulă prin substrat. De asemenea, alterarea devine dominantă când sunt prezente minerale cu o densitate scăzută, când particule din ce în ce mai fine măresc suprafața de contact a rocii cu agenții externi, când materialele sunt mobile, când volumul rocilor crește în urma eforturilor și stresurilor venite din exteriorul lor etc.

O variabilă importantă este mărimea suprafeței expuse, existând diferențe semnificative între o masă de rocă compactă și una cu volum identic, dar puternic fisurată și crăpată; în a doua situație suprafața pe care acționează gazele și apa încărcată cu diverși acizi, este mult mai mare și efectele se vor amplifica și ele (Ielenicz, 2005).

Punerea în practică a alterării are loc prin intermediul următoarelor substanțe care acționează asupra rocilor (Mac, 1986): gaze (bioxid de carbon, oxigen, dioxid de sulf, fum etc.), apă (are atât un rol direct, de solvent, cât și de vehiculare a celorlalte substanțe), săruri (cloruri, sulfați, nitrați etc.).

Rocile sunt supuse alterării și în mediul subacvatic, unde procesul predominant este halmiroliza.

Alterarea rocilor se realizează îndeosebi prin intermediul următoarelor procese: hidratarea, dizolvarea, oxidarea, carbonatarea și hidroliza.

Hidratarea este un proces legat de prezența apei pe roci și în spațiile goale din cadrul acestora, apă care intră în relațiile dintre particule sau chiar în rețeaua moleculară (Ielenicz, 2005), sub formă de apă de constituție. Pe lângă modificările de volum, prezența apei determină modificări de natură chimică, dar și mineralogică (transformarea mineralelor existente în rocă în unele noi). Procesul invers este deshidratarea, în urma căruia apa este eliminată treptat din minerale, pe fondul acelorași transformări de natură fizică și chimică.

Datorită compoziției chimice apa se leagă ușor de mineralele avide de apă, proces care determină umezirea rocilor și slăbirea coeziunii elementelor constituente. Efectul este distrugerea mineralelor. Acest lucru este ilustrat de convertirea anhidritului în ghips, proces care are loc după următoarea formulă:

$$CaSO_4 + 2H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O$$

Transformarea hematitului în limonit are loc prin intermediul aceluiași proces de alterare:

$$2Fe_2O_3 + 3H_2O \rightarrow 2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$$

Cele două reacții sunt exotermice și reversibile, îndeosebi în teritoriile cu climat cald și umed unde deshidratarea însoțește hidratarea. Cele precizate nu fac decât să confirme caracterul schimbabil al rocilor și mineralelor în natură (Mac, 1986).

Dizolvarea este dispersarea moleculară a unei substanțe în altă substanță. Sub aspect geomorfologic, interesează îndeosebi dizolvarea rocilor sau a elementelor solubile ale acestora în apă. Cum cele mai solubile roci sunt sarea, gipsul, calcarul, dolomitul etc., efectul dizolvării asupra lor va fi în funcție de climat, de altitudine, învelișul de sol, tipul vegetației și activitățile antropice.

Agentul este apa încărcată cu gaze, îndeosebi CO_2 și acizi rezultați din descompunerea materiei organice. Cel mai rapid se manifestă pe sare ghips și brecia sării, unde apa creează șănțulețe, alveole lărgind contactul cu alte roci. La un cu totul alt nivel se derulează lucrurile în masivele din calcar, unde procesul este mai lent, dar forme rezultate se păstrează timp îndelungat; apa încărcată cu bioxid de carbon formează o soluție slab acidă, care dizolvă și preia calciu din calcar (Ielenicz, 2005).

Dizolvarea acționează și ea împreună cu celelalte procese de meteorizație, dar diferit în funcție de climat; este mai activă unde apa se încarcă repede cu bioxid de carbon și acizi, dar și în locurile în care apa circulă ușor prin depozitele geologice.

Oxidarea este procesul chimic în urma căruia oxigenul din aer, apă sau din constituția rocilor acționează asupra metalelor sau compușilor acestora. Când reacția se produce la nivelul rocilor se formează oxizi. Cu toate că ei sunt mai stabili decât elementele din care au provenit, sunt mai solubili și expuși dizolvării. Ca urmare roca pierde treptat diverse elemente constituente suferind transformări însemnate (Ielenicz, 2005).

Eficacitatea oxidării depinde și de temperatura apei, cea rece conținând mai mult oxigen, comparativ cu cea caldă.

Oxidarea este mai intensă pe roci metamorfice și magmatice, formate în condiții cu puțin oxigen. Se poate exemplifica în acest sens oxidarea olivinei (Mac, 1986):

$$Mg\ Fe\ SiO_4 + 2HOH \rightarrow Mg(OH)_2 + H_2SiO_3 + FeO$$

În urma procesului de oxidare se formează hidroxid de magneziu, acid silicic și oxid de fier. Ultimul intră în continuare în reacție și formează limonita:

$$FeO + 3H_2O + O_2 \rightarrow 2Fe_2O_3 + 3H_2O$$

Reacțiile de oxidare pot fi identificate și după culoarea substanțelor care precipită: vișiniu până la portocaliu pentru oxizii de fier, negru pentru cei de mangan, verzui și albastru pentru diverși sulfați (Ielenicz, 2005).

Carbonatarea este acțiunea apei încărcate cu bioxid de carbon asupra rocilor. Apa împreună cu bioxidul de carbon se transformă în acid carbonic (H_2CO_3), care acționează prin coroziune asupra rocilor ce conțin carbonat de calciu.

Dintre rocile intens modificate de prezența acidului carbonic se remarcă calcarul, dolomitul, travertinul, creta etc. Soluția acidă care atacă aceste roci preia din ele elemente sub formă de carbonați sau bicarbonați, care sunt apoi ușor de dislocat.

Calcarul, în urma procesului de carbonatare formează relieful carstic:

$$Ca\ CO_3 + CO_2 + H_2O \rightarrow Ca\ (CO_3H)_2$$

Bicarbonatul de calciu rezultat, fiind ușor solubil, este îndepărtat, iar în locul lui rămân goluri carstice. Când apa ajunge supraîncărcată cu bicarbonat de calciu, el precipită și se depune sub formă de stalactite, stalagmite, draperii etc.

Feldspații sunt afectați și ei carbonatare, proces în urma căruia se formează caolin, așa cum se întâmplă în cazul ortozei ($6Si\ O_2Al_2O_3K_2O$) din care rezultă silice (SIO_2) și carbonat de potasiu (CO_3Ca_2):

$$6Si\ O_2Al_2O_3K_2O + 2\ H_2O + CO_2 \rightarrow 2Si\ O_2Al_2O_3(H_2O_2) + 4SIO_2 + CO_3K_2$$

După această transformare urmează stadiul bauxitic sau lateritic, în urma căruia caolinul se descompune în hidroxid de aluminiu (bauxită) și opal (Mac, 1986).

Procesul de carbonatare de obicei se manifestă împreună cu hidroliza, în condiții de climat cald, sau cu dizolvarea în condiții climatice mai reci (Ielenicz, 2005).

Hidroliza este procesul chimic de disociere a unei săruri dizolvate în apă, în baza și acidul din care au provenit (Mac, 1986). În urma acestei reacții apa se desface în H și OH, iar aceștia se combină cu acidul și baza care alcătuiau sarea respectivă.

Procesul este eficace în teritoriile cu climat cald și umed, unde se manifestă îndeosebi pe roci magmato-vulcanice și metamorfice, care conțin silice și feldspați. Fiind un proces lent, manifestarea lui are loc de-a lungul mai multor faze în care se elimină din roca inițială elemente de bază, rezultatul final fiind modificarea treptată a compoziției chimice; inițial din roci sunt separați Na, Ca și K, care vor forma hidroxizi, ce vor fi și ei îndepărtați sub formă de carbonați solubili; ulterior se elimină

şi alte elemente printre care şi siliciul, pentru ca în final să rămână o masă bogată în oxizi şi hidroxizi de fier şi aluminiu (bauxita, lateritul), care se remarcă prin colorit (portocaliu, vineţiu, roşu) şi consistenţă (Ielenicz, 2005).

Dintre elementele care compun rocile, cel mai susceptibili la astfel de reacţii este silicatul (sare a acidului silicic, care intră în compoziţia multor minerale). Din silicaţii feromagnezieni olivinele, piroxenii şi amfibolii hidrolizează uşor şi formează substanţe secundare cum sunt talcul şi serpentina (Grecu şi Palmentola, 2003).

Ca exemplu poate fi dat alterarea feldspaţilor şi a micei în urma căreia se produce ortoclaz şi hidroxil:

$$KAlSi_3O_8 + HOH \rightarrow HAlSi_3O_8 + KOH$$

Acidul alumosilicic rezultat este instabil, din el se produce silice coloidală şi complex coloidal, din care se pot forma minerale argiloase (Mac, 1986). Hidroxilul (KOH) rezultat în reacţie, în prezenţa bioxidului de carbon, formează carbonatul de potasiu:

$$2KOH + 2H_2CO_3 \rightarrow K_2CO_3 + 2HOH$$

Hidroliza se asociază frecvent cu oxidarea, carbonatarea şi hidratarea

Mineralele formate în urma reacţiilor de oxidare, carbonatare şi hidroliză sunt mai uşor atacate de procesele fizice şi chimice specifice meteorizaţiei (Mac, 1986).

6.1.3. Biometeorizaţia

Prezenţa vieţuitoarelor în toate mediile de viaţă, dar şi în scoarţă, de unde extrag diverse elemente minerale şi apă nu rămâne fără efect asupra rocilor. Plantele şi animale de la nivelul scoarţei intervin într-o manieră specifică în procesul de meteorizaţie a rocilor. Procesul este numit biometeorizaţie sau meteorizaţie biologică.

Biometeorizaţia are atât un caracter fizic, manifestat de către organismele superioare, cât şi unul chimic, ca rezultat al prezenţei organismelor inferioare.

Dintre procesele de biometeorizaţie se remarcă următoarele: biodezagregarea (dezagregarea sau fragmentarea mecanică datorită vieţuitoarelor şi bioalterarea (alterarea datorită vieţuitoarelor).

Biodezagregarea rocilor se realizează îndeosebi de către plante prin intermediul rădăcinilor. Acestea au o putere mare de pătrundere în fisurile şi crăpăturile rocilor, pe care le dislocă şi le fragmentează mecanic, datorită procesului biologic de creştere.

Plantele prin fixarea pe substrat contribuie la dezagregarea directă a lui, iar prin faptul că secretă o serie de produse în urma activităţilor biologice, la dezagregarea indirectă (Mac, 1976).

Alături de plante, şi animalele care trăiesc în substrat acţionează asupra lui, pentru căutarea de hrană, realizarea de cuiburi şi galerii. De exemplu, în regiunea

tropicală, coloniile de termite triturează volume apreciabile de rocă pentru edificarea muşuroaielor. Prin intermediul lor apa şi aerul pătrunde la adâncimi şi în cantităţi mult mai mari decât o puteau face în lipsa acţiunii vieţuitoarelor.

Bioalterarea se manifestă în urma derulării mai multor activităţi: eliberarea de bioxid de carbon în urma putrezirii organismelor; secreţii de acid carbonic şi humic de către rădăcini, cu ajutorul cărora plantele atacă mineralele, pentru procurarea hranei; acţiunea bacteriilor autotrofe asupra mineralelor din roci pentru a se hrăni; fixarea azotului din atmosferă în organisme, care în timpul descompunerii acestora se eliberează sub formă de amoniac, pe care apoi bacteriile de nitrificare, prin oxidare în transformă în acid azotic, ce atacă mineralele din roci (Mac, 1976), menţinerea umidităţii în substrat întreţinând astfel alterarea. În acelaşi timp prezenţa vieţuitoarelor are şi un rol indirect, prin inhibarea unor procese geomorfologice, în condiţiile în care vegetaţia se interpune ca o barieră între substrat şi atmosferă.

Intensitatea participării vieţuitoarelor la procesul de meteorizaţie variază de la maximul posibil din pădurile ecuatoriale, până la a deveni neglijabilă în teritoriile deşertice.

6.1.4. Produsele meteorizaţiei

În urma proceselor de meteorizaţie rezultă o serie de produse, care se pot grupa în două categorii: formele de relief reziduale şi scoarţa de meteorizaţie.

6.1.4.1. Formele de relief reziduale

Sunt cele care rămân de obicei în poziţie verticală după desfăşurarea proceselor de meteorizaţie. Cele mai întâlnite sunt (Mac, 1976):

- vârfurile piramidale - reprezintă proeminenţe ce au rămas în urma dezagregării; se prezintă sub formă de coloane, turnuri şi colţi, fiind bine păstrate pe roci magmato-vulcanice şi conglomeratice în Munţii Bihor, Trascău, Bucegi, Ciucaş, Rarău etc.;
- crestele - sunt rezultatul intersectării feţelor de versant datorită proceselor de dezagregare, aşa cum se întâmplă în Munţi Făgăraş, Retezat, Parâng etc.;
- blocurile oscilante de tipul ciupercilor, babelor şi sfincşilor - sunt proeminenţe şlefuite formate în roci alcătuite din straturi cu durităţi diferite;
- strungi, porţi şi alveole - prezente sub formă de spaţii goale formate în urma dezagregării şi evacuării materialelor meteorizate prin cădere şi rostogolire;
- blocurile sferoidale şi domurile de exfoliere - se întâlnesc pe granite şi sunt rezultatul meteorizării unor depozite cu structură circulară (de exemplu Basket Dome, din California SUA);
- tafonii - sunt scobituri semisferice de diferite forme, rezultate în urma alterării diferenţiate a rocilor rezistente la meteorizaţie; se formează de obicei pe granite.

6.1.4.2. Scoarța de meteorizație

Am preferat termenul de scoarță de meteorizație în detrimentul celui de scoarță de altare, care este prea restrictiv, în sensul că la formarea unei cuverturi specifice nu participă doar procese de alterare, ci sunt prezențe și elemente rezultate în urma dezagregării.

Scoarța de meteorizație este stratul superficial de la suprafața Terrei, în care roca, aerul, apa și viețuitoarele sunt într-o permanentă interacțiune, pe fondul unor condiții climatice variate, contribuind la formarea de noi compuși minerali și organici, prin transformarea mineralelor inițiale (Grecu și Palmentola, 2003).

Ea se prezintă sub forma unei cuverturi care acoperă formele de relief preexistente; se diferențiază atât în secțiune cât și teritorial în funcție de tipul de climat, învelișul de sol, tipul vegetației, modul de utilizare al terenurilor etc.

Scoarța de meteorizație fiind alcătuită din elemente de dimensiuni variabile, de la particule fine până la blocuri de piatră, separate de goluri, permite circulația gravitațională și capilară a apei, circulația aerului, precum și dezvoltarea plantelor (Ielenicz, 2005). Autorul citat adaugă că, scoarței de meteorizație îi este specifică o dublă mobilitate. Prima se referă la deplasarea lentă a particulelor din componența orizonturilor prin intermediul circulației apei, prin variații de volum datorate variațiilor climatice; ea este caracteristică suprafețelor cu declivitate redusă, acoperite de o scoarță de meteorizație groasă. A doua formă de mobilitate necesită suprafețe înclinate, pe care apa scursă din precipitații să antreneze materiale din orizonturile superioare ale scoarței de meteorizație, pe care apoi să le depună la partea inferioară a versanților sau să fie transportate de râurile din vecinătate.

Elementele componente ale scoarței de meteorizație. În ansamblu scoarța de meteorizație este alcătuită din: mineralele relicte, compuși coloidali și mineralele de neoformație (Grecu și Palmentola, 2003).

Mineralele relicte reprezintă constituenții primari ai materialului parental, care nu au fost afectați de meteorizație. Ele sunt în măsură să indice natura petrografică a rocii inițiale, așa cum o face zirconul, turmalina, cuarțul etc. În această categorie mai intră și fragmentele din roca inițială ce nu s-au alterat sau sunt pe cale de alterare, așa cum sunt feldspații, mica și piroxenii (Grecu și Palmentola, 2003). Ei apar sub formă de particule grosiere care formează scheletul scoarței de meteorizație. În situația unei alterări puternice, chiar și cei mai rezistenți constituenți suferă modificări ce duc la mărunțirea lor (Grecu și Demeter, 1997).

Compușii coloidali sunt instabili în timp și se prezintă sub formă de geluri în scoarțele recente. Mineralogic aparțin silicei, oxizilor, hidroxizilor, carbonaților și mai rar silicaților (Grecu și Palmentola, 2003). Coloizii, alături de soluțiile electrolitice, reprezintă soluții care circulă prin scoarța de meteorizație, în care sunt dizolvate și elemente instabile (Li, Na, Cl, CO_2, SO_4, NO_3) și elemente greu stabile (Al, Fe, Si, P) sub formă de cationi și anioni (Grecu și Palmentola, 2003).

Mineralele de neoformație au caracter autigen și rezultă din oxidarea, hidroliză, carbonatarea și hidratarea unor compuși existenți în rocile supuse meteorizației. Mineralele din această categorie prezintă o maximă stabilitate la suprafața scoarței terestre și sunt reprezentate de: oxizi (Fe_2O_3, MnO_2); hidroxizi - $Al(OH)_3$, AlOH, $Fe(OH)_2$, $Mn(OH)_4$; silicați (minerale argiloase de tipul caolinului, montmorillonitului, illitului etc.); minerale serpentinice, carbonați ($CaCO_3$, $FeCO_3$); sulfați ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) (Grecu și Palmentola, 2003).

Structura scoarței de meteorizație. Urmărită în profil transversal, scoarța de meteorizație este alcătuită dintr-o succesiune de orizonturi cu granulometrie care variază de la fină la suprafață, până la grosieră, la contactul cu roca de bază nealterată. După cum se observă în fig. 6. 3, se disting următoarele orizonturi:

- ***orizontul de sol*** - este rezultatul procesului de pedogeneză, în urmă căruia din resturile vegetale și roca meteorizată se formează solul;

- ***orizontul argilos*** - este poziționat la partea superioară, are grosimi variabile și compoziție chimică dictată rocile pe baza cărora s-a format și de climat;

- ***orizontul argilo-detritic*** - care are în componență alături de argilă și fragmente mai grosiere de rocă (detritus);

- ***orizontul cu detritus*** - este alcătuit predominat din fragmente mai mari de rocă care dimensional tind spre blocuri colțuroase dispuse neregulat în profil;

- ***rădăcina scoarței de alterare*** sau orizontul de degradare a rocii - este poziționat deasupra rocii de bază; trecerea este una neuniformă ca are loc prin intermediul venelor și a pungilor de alterare localizate de-a lungul fisurilor.

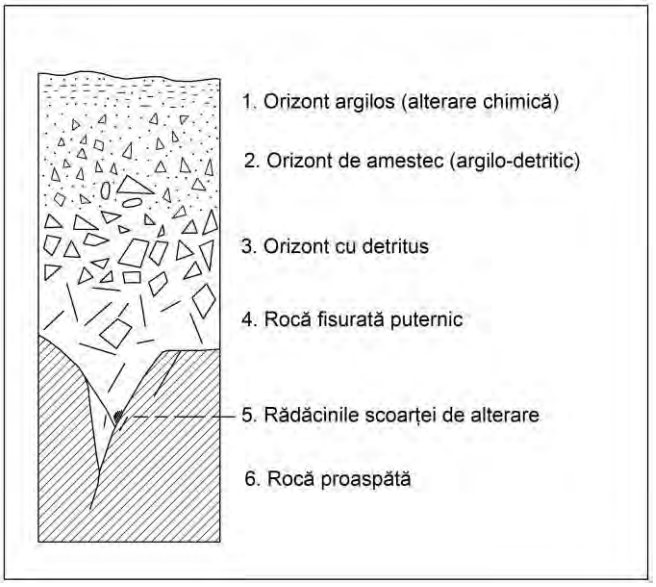

1. Orizont argilos (alterare chimică)
2. Orizont de amestec (argilo-detritic)
3. Orizont cu detritus
4. Rocă fisurată puternic
5. Rădăcinile scoarței de alterare
6. Rocă proaspătă

Fig. 6. 3. Structura scoarței de meteorizație (Posea et. al., 1976, p. 127)

Alături de profilul prezentat, care este unul complet, în funcție de particularitățile locale unele orizonturi pot lipsi, iar altele se pot repeta. Grosimea variază și ea în funcție de aceleași particularități. Trecerea de la un orizont la altul se poate face *tranzitoriu* (diferențele se evidențiază doar la nivelul alcătuirii mineralogice), *tranșant* (pe o distanță de câțiva mm), *gradat* (are loc creșterea gradată a dimensiunii produselor de meteorizație) și *neregulat* (caracterizat de variații ale adâncimii de la câțiva centimetri la câțiva metri, așa cum este în cazul scoarțelor de meteorizație formate pe granite) (Rădoane et al., 2001) (fig. 6. 4.).

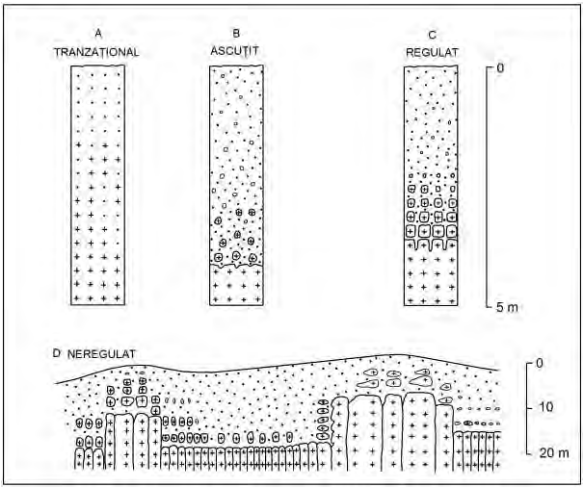


Fig. 6. 4. Contactul dintre scoarța de meteorizație și roca in situ pentru diferite configurații de meteorizație (Chorley et al., 1984, p. 226)

Când orizonturile superioare sunt îndepărtate prin eroziune, procesele de meteorizație vor continua, afectând atât ceea ce a mai rămas din cuvertură, cât și roca de bază.

Fiind vorba de straturi afânate apa se infiltrează ușor. În orizonturile unde predomină argila, crește coezivitatea, iar apa circulă după principiul capilarității, condiții în care sărurile vor migra spre suprafață împreună cu apa, dând părții superioare a scoarței de meteorizație caracter de crustă (Mac, 1976).

Interfața dintre scoarța de meteorizație și roca nemeteorizată se numește ***front de meteorizație***. Grosimea scoarței de meteorizație într-un anumit loc este un bilanț între rata meteorizației rocii și rata îndepărtării materialului meteorizat de către agenții externi (Rădoane et al., 2001)

Culoarea scoarței poate fi roșcată, gălbuie, albicioasă, cenușie, vânătă sau verzuie, ca expresie a compoziției chimice.

Tipuri de scoarță de meteorizație. Ele sunt în măsură să ofere informații despre tipul de rocă pe baza căreia s-au format, despre condițiile climatice, despre relieful preexistent ș.a.

- ***scoarța tip detritic, clastic sau litogen*** este alcătuită predominat din sfărâmături de roci provenite din dezagregare. Este proprie terenurilor cu climat rece, cum sunt tundrele, și etajului glaciar din unitățile montane, unde predomină dezagregarea prin îngheț-dezgheț. Vegetația lipsește sau este slab dezvoltată încât rocile intră în contact direct cu atmosfera. Se formează depozite de tip grohotiș, care alcătuiesc câmpuri de pietre pe suprafețe extinse;

- ***scoarța de tip argilo-sialitic*** este specifică climatului umed și cald, așa cum este cel din vestul Europei, ce permite un proces de alterare avansat, care face ca în scoarță, alături de elementele grosiere, formate în timpul iernii, să existe alumo-silicaților descompuși, din care să se formeze caolin, hidroxizi de fier și de mangan;

- ***scoarța de tip carbonato-sialitic*** are în componență produse sialitice, carbonat de calciu și de magneziu sub formă de concrețiuni, precum și montmorilonit sau illit. Se întâlnește în condiții de climat temperat continental, cum este cel al stepelor și silvostepelor, unde vegetația predominant ierboasă devine tot mai rară cu cât ne apropiem de interiorul continentelor;

- ***scoarța de tip terra-rossa*** se regăsește în regiunile tropicale, când în substrat sunt roci calcaroase. Datorită climatului cu două sezoane distincte (iarnă răcoroasă și ploioasă și vară uscată și caldă) și o vegetație dominantă de arbuști, predomină alterarea; scoarța se prezintă sub forma unui depozit argilos cu acumulări de oxizi de fier, de unde culoarea roșie sau pestriță (Ielenicz, 2005);

- ***scoarța de tip halosialitic*** se întâlnește în deșerturile aride, unde prin evaporație se acumulează cloruri și sulfați, care pot forma cruste de săruri. Ele rezultă din evaporarea apei din subteran, care circulă prin capilare. Pe fondul cantităților reduse de precipitații, căzute la intervale mari, și a lipsei vegetației, predomină dezagregarea datorită variațiilor de temperatură și a formării cristalelor prin precipitare. Materialele colțuroase alcătuiesc mări de pietre (denumiri regionale), iar cele mai fine câmpuri de nisip. Procesele de alterare nu lipsesc cu desăvârșire, doar că ele sunt active în scurtele perioade cu precipitații, când cade roua sau când este ceață (la țărmuri). Alterarea asigură o cantitate redusă de argilă în masa de nisip (Ielenicz, 2005);

- ***scoarța de tip ferallitic*** se formează în teritorii cu climat cald și umed, diferențiat în două sezoane de repartiție inegală a precipitațiilor (un sezon cald și uscat, iar unul cald și umed); scoarța are în compoziție argilă cu conținut de oxizi de fier și aluminiu, datorită diferențierii sezoniere a intensității alterării (Ielenicz, 2005): în sezonul ploios, cu o circulație a apei dinspre suprafață spre adâncime, are loc hidroliza, cea care determină îndepărtarea din rocile silicioase nu doar a bazelor, ci și a silicei, proces în urma căruia se formează unde depozit argilos, cu oxizi de fier și hidroxizi de aluminiu; în sezonul arid, circulația apei prin capilaritate, conduce la concentrarea oxizilor în partea superioară a depozitului, care prin consolidare formează laterită, o placă dură, groasă, de culoare roșie (Ielenicz, 2005);

- ***scoarța de tip allitic*** este specifică zonei ecuatoriale cu climat cald și foarte umed, care întreține o vegetație deasă și permanentă. În urma proceselor de alterare rezultă un depozit argilos, bogat în caolin, cu grosimi de zeci de metri, în care predomină oxizii de fier și aluminiu (Ielenicz, 2005).

Influența climatului în formarea scoarței de meteorizație. Climatul este cel care stă la baza diferențierilor zonale ale scoarței de meteorizație, deoarece în funcție de el va predomina fie dezagregarea, fie alterarea sau cele două se for afla în echilibru (fig. 6. 5).

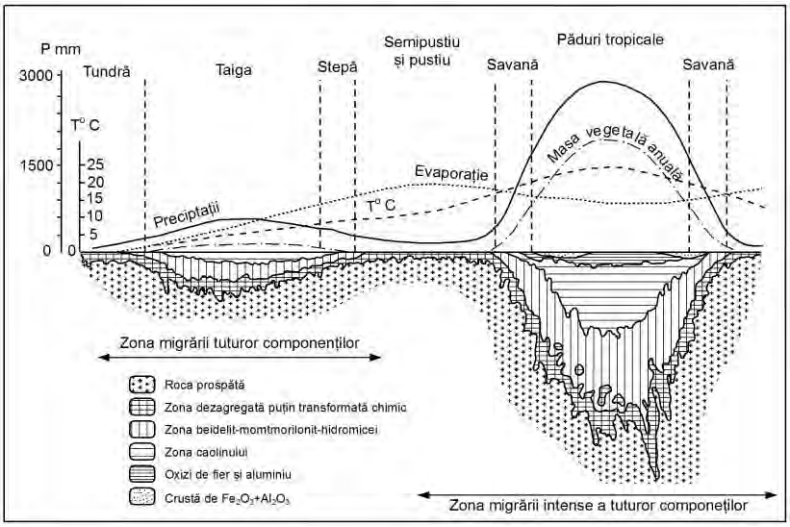


Fig. 6. 5. Structura scoarței de alterare în diferite climate (Strakhov, 1967, citat de Grecu și Palmentola, 2003, p. 113)

De asemenea, influența climatului asupra meteorizației se manifestă în mod dublu: creează un mediu propice pentru formarea scoarței de meteorizație și asigură procesele de distrugere a acesteia (Mac, 1986).

Se deosebesc următoarele diferențieri climatice:

- ***în climatul rece și în etajul periglaciar*** predomină dezagregarea, în condițiile în care temperaturile medii multianuale se mențin sub 0 °C, iar substratul se dezgheață doar în timpul scurtelor veri polare. Scoarța de meteorizație este alcătuită din fragmente de rocă de diverse dimensiuni, dispuse sub formă de grohotișuri, mări de pietre, râuri de pietre etc. Scoarța este de tip detritic, clastic sau litogen (Mac, 1986);

- ***în climatul temperat oceanic*** alterarea este cea care predomină, pe fondul precipitațiilor însemnate cantitativ, a înghețurilor rare și a prezenței învelișului de sol și a celui vegetal. În compoziția scoarței de meteorizație, care este de tip argilo-sialitic, predomină argilele.

- ***în climatul temperat continental*** scoarța de meteorizație este rezultatul alternanței anotimpurilor. În partea rece a anului predomină dezagregarea, în timp ce

în sezonul estival este predominantă alterarea. Scoarța este compusă în principal din silice, la care se adaugă carbonați, care o fac să fie una de tip carbonato-sialitic;

- ***în climatul arid și semiarid*** formarea scoarței de meteorizație stă sub semnul dezagregării datorată insolației, variațiilor de temperatură și a formării cristalelor prin precipitarea soluțiilor. Acumulările de grohotișuri acoperă suprafețe considerabile, așa cum este în cazul hamadei sahariene. Alterarea este și ea prezență, fiind legată de prezența apei freatice. De asemenea, migrarea acesteia spre suprafață antrenează săruri care se depun sub formă de sulfați, carbonatați și cloruri. Pe terenurile depresionare, în timpul perioadelor cu precipitații abundente se pot forma unități lacustre efemere. După evaporarea apei cuvetele rămân căptușite cu o crustă de săruri; ele au diverse denumiri: sebka în Sahara, takâre în Asia Centrală, salinas în America de Sud, alcaliflats în SUA etc. (Mac, 1986). Când alături de săruri se depun carbonați de calciu și de magneziu, rezultă o crustă închisă la culoare, denumită patina sau luciul deșertului.

- ***în climatul subecuatorial***, caracterizat de existența unui sezon cald și ploios și al unuia cald și secetos, datorită migrării materiei pe verticală în ambele sensuri, se formează scoarțe de tip ferallitic. La partea superioară acestora se dezvoltă un orizont dur numit laterit; el are culoare cărămizie și se acumulează pe locurile plane. În structura lui se observă la partea superioară un strat subțire și dur, ca o cuirasă, de unde și denumirea de duricrustă, care în sezonul secetos se fisurează prin decrepitare, în formă poligonală (Mac, 1976). Sub orizontul dur se află un orizont inferior, compus din concrețiuni de fier și oxizi de aluminiu. Sub laterit se află o argilă roșie numită lithomarge (fig. 6. 6). Lateritul are rol de înveliș protector pentru roca în loc, neafectată de meteorizație, îndeosebi împotriva ploilor și vântului. Prin defrișarea sau desțelenirea vegetației care crește pe astfel de scoarțe de meteorizație, eroziunea îndepărtează orizontul protector și o dată cu el și solul. Se creează astfel condiții nefavorabile instalării vegetației, terenurile fiind supuse în continuare eroziunii, până la roca de bază, așa cum se întâmplă în Africa Subecuatorială, Madagascar, India, Brazilia etc.;

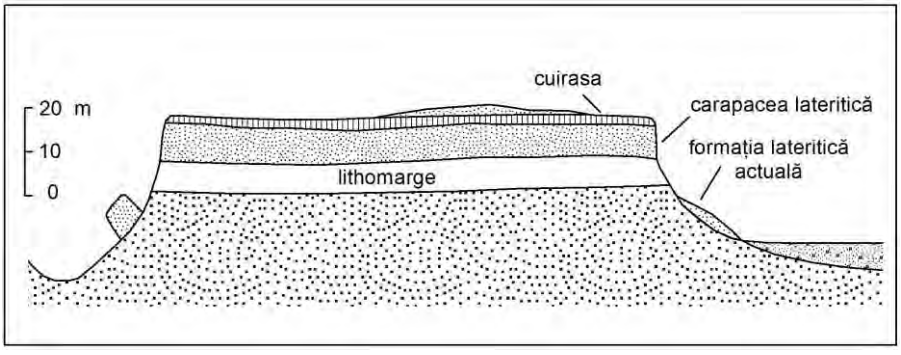


Fig. 6. 6. Structura scoarței de meteorizație în climatul subecuatorial (Derruau, 1956, citat de Tufescu, 1966, p. 73)

- ***în climatul ecuatorial*** predomină alterarea şi biometeorizaţia, în condiţiile unui exces de umiditate şi căldură. Silicea devine şi ea solubilă, fiind în parte eliminată. Scoarţa care se formează este de tip allitic sau ferallitic. În alcătuirea ei ponderea cea mai mare o deţine argila roşie, plastică şi relativ impermeabilă formată din caolin, hematită şi silice (Mac, 1976); pe terenurile orizontale poate ajunge la grosimi de 100 m.

Diferenţierile climatice dovedesc existenţa posibilităţii, ca pe acelaşi tip de rocă să se formeze scoarţe de meteorizaţie diferite.

Duricrustele sunt orizonturi dure formate în scoarţa de meteorizaţie sau la suprafaţa ei, ca rezultat al acumulării de minerale sau cimentării rocii preexistente (Rădoane et al., 2001). Principalii componenţi ai duricrustelor sunt oxizii şi hidroxizii de fier şi aluminiu, silice, carbonat de calciu şi ghips. Sunt specifice îndeosebi terenurilor din climatele tropicale, subtropicale sau temperate.

Există mai multe tipuri de duricruste (Rădoane et al., 2001):

- ***fericretele*** - au în componenţă oxizi de fier şi se întâlnesc în climatele umede tropicale şi subtropicale, dar şi regiunile temperate ale Australiei;

- ***alcretele*** - sunt alcătuite din oxizi de aluminiu şi sunt localizate în aceleaşi loc ca precedentele;

- ***lateritele*** - sunt depozite alcătuite din oxizi de fier şi aluminiu; termenul de bauxită se foloseşte pentru depozitele care conţin concentraţii însemnate de alumină;

- ***silcretele*** - au în componenţă SiO_2 în proporţie de peste 95%; se formează atât în condiţii de climat umed, cât şi arid tropical (partea centrală a Australiei, nordul şi sudul Africii);

- ***calcretele*** - au un conţinut de $CaCO_3$ în jur de 80%, iar localizarea lor coincide cu teritoriile unde cantităţile multianuale de precipitaţii se încadrează între 20 şi 600 mm;

- ***gipscretele*** - se formează în regiuni aride, cu valori ale precipitaţiilor medii multianuale sub 250 mm; proporţia gipsului ajunge la peste 95%.

Comparativ cu materialele de la partea lor inferioară duricrustele sunt mai rezistente la eroziune; ele opun rezistenţă la procesele de eroziune, favorizând inversiuni de relief, când pe terenurile mai înalte se păstrează resturi din crusta dură (Rădoane et al., 2001).

Depozite rezultate din acumularea produselor de meteorizaţie. După modul cum s-au produs şi locul unde sunt acumulate produsele de meteorizaţie sunt de mai multe tipuri (fig. 6. 7):

- ***eluviile*** - sunt depozite formate prin acumularea pe loc a produselor de meteorizaţie; ele sunt alcătuite din materiale cu granulometrii ce variază de la fine la grosiere. Când sunt alcătuite din blocuri izolate se numesc grus. În Munţii Carpaţi (Ţarcu, Godeanu, Retezat, Pârâng, Făgăraş Rodnei, Tatra etc.) se întâlnesc sub forma câmpurilor de pietre;

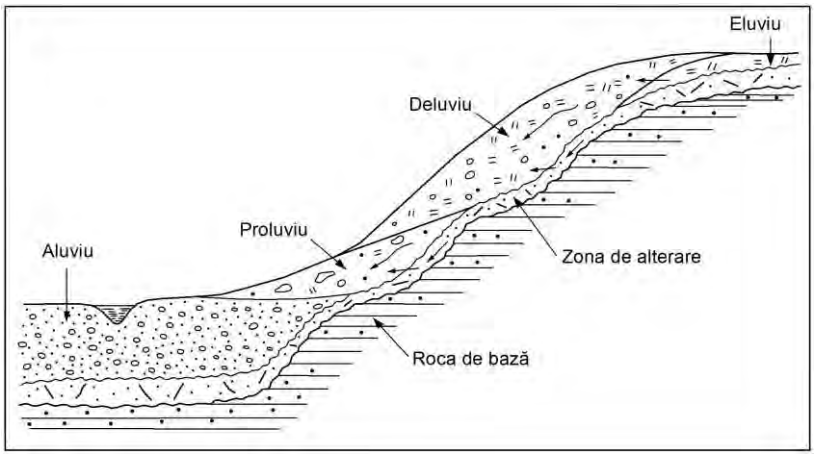


Fig. 6. 7. Tipuri genetice ale produselor de meteorizație (Florea, 1979, p. 24)

- ***deluviile*** - sunt materiale provenite de la partea superioară a versantului și rămase pe suprafața acestuia; deoarece sunt materiale alohtone au structură și compoziție diferită de cea a rocilor pe care repauzează (Grecu și Demeter, 1997); sub aspect granulometric materialele sunt amestecate între ele fapt care le conferă o compoziție granulometrică heterogenă; în categoria lor se remarcă deluviile de alunecare;

- ***coluviile*** - sunt acumulări de materiale meteorizate la baza versanților; datorită modului de depozitare sunt relativ bine sortate, în sensul că cele grosiere sunt localizate mai spre exterior, care de altfel sunt și cele mai stabile; în categoria lor intră depozitele de versant din teritoriile colinare și deluroase formate în medii periglaciare cuaternare (Grecu și Demeter, 1997);

- ***proluviile*** - reprezintă depozitele formate prin amestecul coluviilor cu materiale transportate de ravene și torenți; se acumulează și ele la baza versantului. Proluviile includ și depunerile din văile cu scurgere nepermanentă din teritoriile montane, inclusiv conurile de dejecție (Florea, 1979);

- ***aluviile*** - considerate cele mai răspândite depozite cuaternare, se formează prin acumularea materialelor transportate de către râuri. În categorie lor se includ îndeosebi terasele și luncile.

Concluzii. Fiecare rocă are un anumit potențial de a fi afectă de procesele de meteorizație, rezultate din combinațiile compușilor chimici și mineralogici. Pe fondul factorilor de origine climatică, eficacitatea meteorizației crește o dată cu temperatura, care accelerează reacțiile chimice, și cu precipitațiile. Intensitatea meteorizației este maximă în teritoriile calde și foarte umede, unde atinge grosimi de peste 100 m și are o stratificație care indică o evoluție îndelungată. În schimb în teritoriile aride și în cele reci ea este modestă datorită lipsei apei, sau chiar dacă ea este prezentă se află în stare solidă.

În final mai trebuie reținut că scoarța de meteorizație este depozitul pe seama căruia se formează, prin procese pedogenetice solul.

6.2. RELIEFUL FLUVIAL

Apa în starea lichidă este cel mai important agent de modelare a scoarței terestre. Acest lucru rezidă din cantitatea enormă existentă în mediu, vasta răspândire teritorială și energia ei inepuizabilă, asigurată de circuitul apei în natură, desfășurat sub efectul fluxului de energie solară.

În teritoriile în care, valoarea cantităților medii de precipitații depășește valoarea evapotranspirației, pe fondul unor temperaturi medii pozitive, are loc permanentizarea scurgerii sub formă de pâraie, râuri și fluvii. Acțiunea îndelungată la nivelul substratului a acestor formațiuni de drenaj, conduce la geneza reliefului fluvial.

În cadrul domeniului fluvial, drenarea apelor provenite din precipitații se realizează pe de o parte la nivelul versanților, unde are loc de fapt inițierea scurgerii, iar pe de alta la nivelul albiilor, unde se continuă scurgerea de pe versant și are loc permanentizarea ei.

În urma acestei simple împărțiri a modului de realizare a scurgerii, se reliefează ideea că în cadrul reliefului fluvial există două categorii distincte de forme și procese geomorfologice, cele ale versanților și cele ale albiilor actuale sau funcționale în trecut (lunca și terasele). Referitor la întâietatea uneia sau al alteia, din cele două categorii, cu siguranță albiile sunt cele mai vechi, chiar dacă ele și-au schimbat foarte mult traseul și mecanismele de lucru o dată cu trecerea timpului. Această afirmație se bazează pe faptul că, versanții prezenți de o parte și de alta a unei albii, au rezultat în urma adâncirii acesteia în conformitate cu variația nivelului de bază și energia furnizată de el.

La rândul lor, versanții, considerați ca suprafețe de racord între interfluvii și sistemele de drenaj, evoluează fie dependent de albii, când acestea îi subminează, fie independent, atunci când sunt separați de ele prin intermediul unor glacisuri, terase sau lunci. Suprafețele considerabile ocupate de versanți în cadrul reliefului fluvial, caracteristicile lor morfometrice și substratul de cele mai multe ori friabil, favorizează dezvoltarea la nivelul lor a unor forme și procese geomorfologice specifice. Ele se împart în două categorii: cele datorate scurgerii pe versant și cele de natură gravitațională; la acestea se adaugă formele structurale și petrografice, care de fapt sunt evidențiate de manifestarea proceselor amintite anterior.

Versanții împreună cu albia adiacentă alcătuiesc ceea ce este cunoscut sub denumirea de vale fluvială, adică tiparul în care râul își manifestă acțiunea. Ea este o formă de relief rezultată în urma unui proces evolutiv îndelungat, fapt care-i permite o dezvoltare complexă în profil longitudinal și transversal. În profil longitudinal se deosebește un sector superior, unul mijlociu și unul inferior, pe când în profil transversal formele de relief se prezintă etajat începând cu albia minoră, albia majoră, lunca, terasele și versanții.

Modelarea unor teritorii timp îndelungat, prin intermediul apei care se scurge sub formă de curenți concentrați prin albii, pe lângă generarea formelor de relief specifice, are drept rezultat reducerea valorilor altitudinale, pentru apropierea lor de cea a nivelului de bază.

Cele mai reprezentative forme de relief rezultate în urma modelării fluviale sunt: albiile, luncile, terasele, deltele, câmpiile de nivel de bază, piemonturile, versanții și văile.

6.2.1. Procesele fluviale

Scurgerea apei prin albii se manifestă prin procese de eroziune, transport și acumulare. Inițial apa, prin acțiunea ei de eroziune, desprinde materiale solide, pe care le distribuie apoi prin procesele de transport și acumulare. Conlucrarea dintre eroziune, transport și acumulare se realizează pe baza energiei pe care râul o are, datorită poziției sale deasupra nivelului de bază; cantitatea de energie disponibilă pentru prelucrarea albiei, variază nu numai în raport cu masa de apă și panta terenului, ci și cu particularitățile substratului: tipul rocilor, gradul de coezivitate al particulelor, coeficientul de rugozitate al albiei, stabilitatea malurilor etc. (Mac, 1986).

Cu toate că procesele de eroziune, transport și acumulare se manifestă simultan în secțiunile albiilor, ele devin pe rând dominate, atât în cadrul aceleiași secțiuni, eroziune la mal concav, acumulare la mal convex, cât și de-a lungul întregului râu, când în sectorul superior predomină eroziunea, în cel mijlociu transportul sedimentelor, iar în cel inferior acumularea lor.

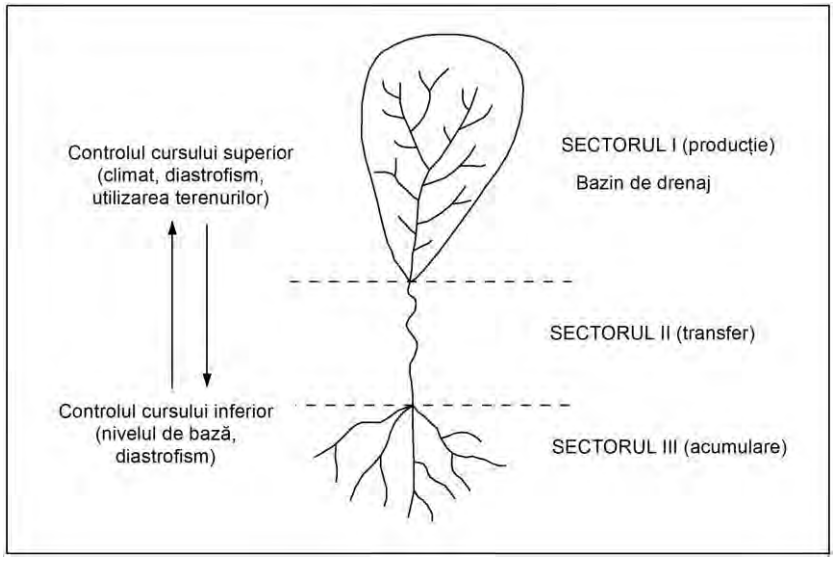
Formarea reliefului fluvial are la bază relațiile care există între cele trei procese. Dintre acestea cea mai strânsă legătură este între eroziune și transport, în sensul că eroziunea presupune existența transportului și invers. În același timp aluviunile transportate, pe măsură ce scade energia curentului de apă care le transportă, urmează să se depună și ele undeva.

Diferențierea proceselor fluviale în profil longitudinal. O dată cu permanentizarea curgerii în albii, acțiunea apei asupra scoarței devine continuă și are efecte morfologice.

În cadrul unui bazin hidrografic se deosebesc mai multe sectoare, cărora le corespund forme de relief distincte. Din amonte spre aval ele sunt următoarele (fig. 6. 8): sectorul superior, sectorul mijlociu și sectorul inferior.

Sectorul superior, denumit și sectorul producției de aluviuni, este cel prin intermediul căruia pătrunde în bazinul hidrografic, ce a mai mare parte din cantitatea de apă care curge prin râu. În același timp reprezintă suprafața sursă de aluviuni, dominante fiind procesele de eroziune și nu stocarea materialelor erodate (Rădoane et al., 2001). Din acest motiv morfologia sectorului superior este caracterizată de

valori mari ale pantei, atât la nivelul albiei, cât şi al versanţilor. Sectorul superior se întâlneşte atât pe râul principal, cât şi pe afluenţi.



6. 8. Sectoarele unui bazin hidrografic (Schumm, 1977, p. 3)

Sectorul mijlociu cu toate că are mai mult funcţie de tranzit al aluviunilor, sunt prezente şi forme de eroziune sau chiar de acumulare.

Sectorul inferior este cel în care predomină acumularea, rezultând forme specifice cum sunt conurile aluviale, deltele, câmpiile de nivel de bază etc.

Procesele de eroziune, transport şi acumulare fluvială se întâlnesc pe fiecare din cele trei sectoare, dar că în raport de subordonare unele faţă de altele (Mac, 1996).

Nu este obligatoriu ca în cazul unui bazin hidrografic să existe toate cele trei sectoare. Bazinele hidrografice ale râurilor de munte au uneori pe toată suprafaţa lor caracter de sector superior (Lăpuşnicul Mare, Lotru, Latoriţa, Sebeş etc.). O situaţia contrară se întâlneşte la bazinele hidrografice ale râurilor de la câmpie care au în totalitate caracteristici de sector inferior (Neajlov, Mostiştea, Călmăţui etc.).

6.2.1.1. Eroziunea fluvială

Eroziunea fluvială este procesul rezultat în urma interacţiunii apei curgătoare cu patul şi malurile albiei. Procesul de eroziune, departe de a fi unul simplu, diferă de la un râu la altul sau chiar în cadrul aceluiaşi râu, de la un sector la altul. Diferenţele sunt introduse de variabilele implicate: substrat, pantă, dimensiunea şi forma albiei, sedimentele din albie, hidraulica curgerii, încărcătura cu aluviuni şi timpul (Mac, 1986).

Se manifestă prin intermediul următoarelor mecanisme: impact direct prin intermediul masei de apă aflate în mişcare; dragare sau roadere prin intermediul sedimentelor aflate în curentul de apă; umectare şi îmbibare cu apă care slăbeşte legăturile dintre elementele constituente ale rocilor în care este săpată albia.

Indiferent de tipul mecanismelor implicate cele mai mari diferenţe, privind eroziunea, se înregistrează între albiile pe substrat rezistent, considerate albii de eroziune, şi cele cu pat aluvial considerate albii mobile.

Albiile modelate într-un substrat rezistent sunt acelea în care curentul de apă cu greu poate pune în mişcare fragmentele de rocă desprinse din patul şi din maluri. Astfel de albii sunt modelate prin dizolvare, coraziune şi acţiune hidraulică.

Dizolvarea fluvială se manifestă prin încărcarea apei cu elementele din roci pe care le evacuează în soluţie. Agresivitatea apei în acest caz este influenţată nu doar de compoziţia chimică iniţială, provenită din precipitaţii, ci şi de elementele pe care le încorporează pe parcurs (Mac, 1986). Interesantă este situaţia din teritoriile cu climat arid şi semiarid, unde lipsa împrospătării apei, duce la suprasaturarea ei cu elementele pe care le dizolvă din substrat, reducându-i agresivitatea.

Coraziunea fluvială este acţiunea curentului de apă, încărcat cu particule aflate în suspensie sau cu ajutorul celor târâte, asupra patului şi malurilor albiei. Puterea de coraziune este influenţată de mărimea, forma, numărul şi frecvenţa particulelor, care acţionează asupra albiei. În aceste condiţii, materialele transportate prin albie devin o forţă, în urma acţiunii căreia rezultă suprafeţe netede şi rotunjite pe rocile din patul albiei (Mac, 1986). De asemenea, în urma coraziunii marmitele din albie se lărgesc, tocmai datorită acţiunii asupra lor a turbioanelor de apă încărcate cu particule dure.

Acţiunea hidraulică se referă la lucrul mecanic al apei; forţa motrică a apei poate ajunge să desprindă particulele fine din substrat, în situaţia în care acesta este în prealabil pregătit prin fisuraţie (Mac, 1986). Autorul citat menţionează în continuare că, cel mai important proces local este cavitaţia, care apare ca efect al schimbării presiunii apei la accelerarea sau încetinirea vitezelor. În urma scăderii presiunii apei, pe măsură ce viteza creşte, conform principiului lui Bernoulli, se formează numeroase bule mici, ce dau impresia că apa spumegă, care la o nouă creştere a presiunii se sparg şi emit o undă de şoc sub forma unui val, care izbeşte rocile adiacente, pe care le triturează, provocând formarea unor excavaţii (Mac, 1986). Aceste adâncituri numite cavităţi, prin evoluţie îşi modifică forma şi dimensiunea, contribuind în continuare la modelarea albiei.

Mai trebuie menţionat că în albiile modelate într-un substrat rezistent, efectul acţiunii fluviale este şi unul de curăţire a elementelor ajunse în ele prin aportul afluenţilor, care drenează teritorii constituite din roci friabile.

Albiile cu pat aluvial sau albiile mobile sunt cele în care are loc o acţiune de redistribuire a materialelor mobile şi mobilizabile (Mac, 1986). Spre deosebire de precedentul tip de albie, unde modelarea era ireversibilă, materialele sunt luate şi

deplasate de curentul format la creşterile de nivel, pentru ca apoi să fie redepuse ca material sedimentar în faza de redresare a curgerii sau în spaţiul de liniştire a curenţilor. Astfel de albii se numesc mobile deoarece sunt formate din aluviuni, motiv pentru care se modifică rapid şi pot suferii schimbări majore de formă, chiar şi în cazul unei creşteri medii a debitelor (Mac, 1986). De exemplu, creşterea debitului nu se rezumă doar la creşterea vitezei, ci determină pe de o parte adâncirea râului, iar pe de altă lărgirea albiei prin eroziune laterală; nu lipsesc nici acumulările, îndeosebi la malurile convexe şi pe sectoarele unde viteza apei scade. Pe termen lung, în cadrul albiilor mobile, de la un sector la altul, se deosebesc trei situaţii posibile: eroziune, agradare şi echilibru.

Eroziunea fluvială, în demersul ei de a reduce diferenţele altimetrice între izvor şi vărsare, determină formarea unui profil longitudinal, a cărui formă, urmărită la nivelul talvegului, devine din ce în ce mai apropiată de tangenta dusă la suprafaţa inferioară a gurii de vărsare, adică la nivelul de bază (Mac, 1976). Sensul noţiunilor de mai sus este următorul: ***talvegul*** reprezintă linia care uneşte punctele cele mai coborâte din albie; ***profilul longitudinal*** este o linie în general concavă, care uneşte izvorul râului cu locul de vărsare a acestuia (abaterile care se înregistrează de la forma ideală sunt legate de tipul scurgerii, structura geologică, evoluţie etc.); ***nivelul de bază*** denumit şi bază de eroziune este punctul cel mai coborât al râului, în care acţiunea sa morfohidrodinamică încetează (Powell, 1875).

Când râurile se varsă direct în mări deschise sau în Oceanul Planetar ele se raportează la nivelul de bază general sau planetar. Dacă ele ajung în mări închise, lacuri sau confluează cu alte râuri au un nivel de bază local. Nivelul de bază trebuie considerat ca o limită a acţiunii apelor curgătoare, mai jos de care nu mai există eroziune şi transport fluviatil; relieful situat deasupra nivelului de bază este supus eroziunii în tendinţa de al reduce altitudinal până la valoarea nivelului de bază. Eroziunea în cadrul albiilor se manifestă pe verticală, lateral şi regresiv.

Eroziunea verticală este realizată de către curentul de apă împreună cu sedimentele pe care le transportă. Aceasta se observă foarte bine după trecerea viiturilor, când din talveg sunt îndepărtate materialele mai vechi, prelucrate fluvial, şi sunt aduse alte orizonturi din roca în loc, în câmpul eroziunii, mai ales dacă rocile sunt friabile. Ea se propagă dinspre izvor spre gura de vărsare a râului.

Eroziunea în adâncime continuă atât timp cât capacitatea de transport şi competenţa râului sunt superioare volumului de materiale existente în albie şi a celor provenite de pe versanţi (Mac, 1976); în caz contrar ea încetează, mai ales când panta albiei scade, viteza se reduce, iar debitul se menţine acelaşi.

Rezultatul eroziunii verticale sunt văile adânci cu profil în V, aşa cum sunt cele sub formă de chei şi defilee.

Eroziunea laterală este rezultatul deplasării apei din albie spre cele două maluri. Ea se poate produce simultan la ambele maluri sau doar la unul dintre ele, în

funcție de tipul albiei. Eroziunea laterală este influențată de cea verticală, îndeosebi pe sectoarele unde acesta din urmă nu se poate desfășura, datorită unui substrat rezistent, caz în care energia disponibilă râului se consumă prin erodarea malurilor.

Cauzele eroziunii laterale sunt variate: prezența unor albii în roci friabile, creșterea cantității de aluviuni în albii, maluri cu rezistența scăzută la eroziune, variații ale nivelul pânzei freatice etc. De asemenea, eroziunea laterală este dependentă de forța râului, de viteză și debit, toate acestea conducând la lărgirea albiei.

Eroziunea laterală este specifică albiilor meandrate, unde se manifestă la malul concav. Prin eroziune laterală are loc migrarea meandrelor în cadrul culoarului de meandrare și formarea unei morfologii specifice, așa cum se întâmplă în urma autocaptărilor de meandru.

Eroziunea regresivă, denumită și remontantă, se propagă pe profil longitudinal dinspre nivelul de bază spre izvor. Ea este strâns legată de diferența de nivel care se înregistrează pe profilul longitudinal. Astfel, cu cât diferența de nivel va fi mai mare între vărsare și izvor, iar distanța dintre ele mai redusă, cu atât eroziunea regresivă va fi mai intensă. Ea se manifestă îndeosebi la praguri și microcascade, unde vârtejurile formează surplombe care vor determina surpări în albie. Cu timpul pragurile se estompează, ajung la stadiul de repezișuri, se retrag și migrează lor spre amonte.

Manifestarea eroziunii regresive tinde să reducă și uniformizeze panta albiei pentru a-i apropia forma de cea a profilului de echilibru. Dacă albia nu este influențată de mișcări tectonice și supusă variațiilor litologice, panta albiei va prezenta în mod obișnuit, o descreștere spre aval, ceea ce se asociază cu o creștere a debitului și o descreștere a dimensiunii sedimentelor (Mac, 1986). De asemenea, înclinarea albiei este direct legată de dimensiunea particulelor și invers corelată cu valoarea debitului. Cu alte cuvinte dimensiuni reduse ale particulelor și debite tot mai mari în aval, înseamnă și o valoare mai redusă a pantei albiei. Declivitatea albiei este influențată de regimul scurgerii și geologia bazinului hidrografic, în sensul că formațiunile geologice furnizează sedimente în cantități și forme variate, iar curentul de apă asigură mediul de transport; interacționând ele determină forma profilului longitudinal și valoarea pantei unui râu (Mac, 1986).

O formă tipică de manifestare a eroziunii regresive are loc la obârșia văilor, unde la nivelul versanților, sub efectul mecanic al apei, are loc extinderea bazinelor hidrografice și modificarea în timp a poziției cumpenei de apă, favorizând procesele de captare fluvială (Ielenicz, 2005).

Propagarea eroziunii regresive, dinspre nivelul de bază spre sectorul superior, determină pe de o parte adâncirea albiei, contribuind la eroziunea pe verticală, iar pe de alta contribuie la lărgirea ei, prin procese de surpare a malurilor, favorizând deci, eroziunea laterală.

6.2.1.2. Transportul fluvial

Transportul aluviunilor în cadrul albiilor se înscrie în procesul general de morfogeneză și în tendința permanentă a râurilor spre echilibru (Ichim at al., 1989).

Mișcarea sedimentelor din albii este rezultatul presiunii exercitate de apa curgătoare asupra patului aluvial și a malurilor. Dintre variabilele care influențează considerabil transportul fluvial se remarcă două, considerate fundamentale: viteza curgerii și materialul albiei (Mac, 1986).

Aluviunile din patul și malul râurilor se află permanent sub acțiunea unui ansamblu complex de forțe de antrenare și de rezistență, în funcție de intensitatea cărora va fi starea generală de antrenare hidrodinamică, care include repausul, inițierea, dezvoltarea și stingerea transportului aluviunilor (Ichim at al., 1989). Ansamblul de forțe menționat este alcătuit din forța hidrodinamică de antrenare, care pune în mișcare aluviunile, și forțele de rezistență, care se opun antrenării hidrodinamice a particulelor (greutatea proprie submersă a particulelor, forțele de coeziune fizico-chimică a acestora, forțele de contact dintre particulele necoezive) (Ichim at al., 1989).

Transportul este procesul prin intermediul căruia apa râului transportă sedimentele produse în urma eroziunii. El face legătura între eroziune și acumulare, fiind cel care realizează distribuția sedimentelor în profilul albiei. Calitatea și cantitatea sedimentelor transportate de către un râu vor fi în funcție de competența și capacitatea acestuia. Prima se referă la dimensiunea maximă a materialelor care pot fi transportate în condiții date de viteză și debit, iar a doua la cantitatea totală de materiale care pot fi transportate (Mac, 1976).

Transportul aluviunilor în cadrul albiilor este foarte mult influențat de regimul curgerii. În funcție de raportul dintre forțele de vâscozitate și inerție, curgerea apei cu suprafață liberă se poate face în regim laminar, turbulent și tranzitoriu (Ichim et al., 1989).

Regimul laminar al curgerii se dezvoltă la viteze reduse, când forțele de viscozitate sunt atât de puternice, față de cele de inerție, încât vâscozitatea are rol esențial în dezvoltarea curgerii (Ichim et al., 1989). În timpul curgerii laminare, fluidul se mișcă ca o serie de straturi care se alunecă unul peste celălalt, oarecum asemănător cu modul în care un pachet de carduri alunecă unul peste celălalt, atunci când se aplică un efort de forfecare (Charlton, 2008).

Regimul turbulent al curgerii se atinge o dată cu creșterea vitezei, când forțele de viscozitate sunt foarte slabe în raport cu cele de inerție, care devin dominante (Ichim et al., 1989). Curgerea turbulentă are două forme distincte (Mac, 1986): turbulentă liniștită și turbulentă agitată. Realizarea curgerii turbulente agitate necesită o accelerare pe moment al vitezei, ea fiind caracteristică segmentelor de râu pe care se produce o constrângere din partea albiei, fie datorită prezenței unui pat aluvial alcătuit din roci dure, fie datorită prezenței galeților de dimensiuni mari în albie (Mac, 1986).

Regimul tranzitoriu se dezvoltă intermediar între celelalte două regimuri, deoarece acțiunea forțelor de viscozitate și inerție sunt de același ordin (Ichim et al., 1989).

La modul general regimul curgerii în albii este turbulent, deşi nu se exclude posibilitatea ca pe anumite sectoare să fie laminar sau tranzitoriu.

Până aici se poate concluziona că, la acelaşi debit o apă care curge turbulent are capacitatea de a transporta mai multe aluviuni, comparativ cu una care curge laminar. Afirmaţia este valabilă şi în ceea ce priveşte eroziunea, cu condiţia ca râul să posede destulă energie liberă pentru a şi eroda, nu doar pentru a transporta încărcătura de aluviuni pe care deja o are.

La frecarea cu patul albiei apa pierde din energie, aspect care determină scăderea vitezei de curgere în straturile inferioare de apă. Aceasta explică într-o anumită măsură transportul prin târâre, rostogolire şi salturi individuale la nivelul patului aluvial.

Procesul de transport se realizează sub următoarele forme: transport de fund, în suspensie şi în soluţie (fig. 6. 9).

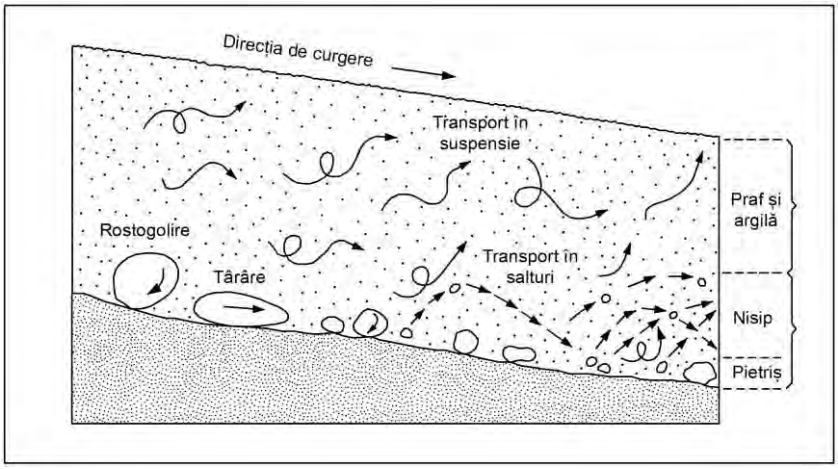


Fig. 6. 9. Transportul aluviunilor prin intermediul apelor curgătoare (Grecu şi Demeter, 1997, p. 130)

Transportul de fund este definit ca transportul de fază solidă, care se dezvoltă în imediata vecinătate a suprafeţei patului albiei (Ichim at al., 1989). El se realizează prin intermediul următoarelor mecanisme: târâre, rostogolire, salturi individuale, salturi în pânze (Mac, 1976). Acesta depinde de viteza apei, debit, forma şi greutatea particulelor, caracteristicile morfologice ale patului albiei (accidentat, neted, sculptat în roci dure sau în depozite de pietriş şi nisip). Acest tip de transport mobilizează materialele care staţionează pe patul aluvial (Mac, 1986). El este considerat cel mai important pentru eroziunea râurilor, deoarece elementele materiale în mişcarea lor interacţionează cu patul aluvial. Acesta împreună cu regimul hidraulic al curgerii debitului lichid, constituie principala variabilă care determină apariţia şi formarea pe suprafaţa patului albiei a formaţiunilor aluvionare (ripple sau riduri etc.) (Ichim at al., 1989).

Transportul în suspensie cuprinde sedimente mai grele decât apa, dar cu diametru mai mic de 0,8 mm (Grecu şi Palmentola, 2003). Curgerea turbulentă a apei este cea care menține particulele în suspensie. Cantitatea de materiale aflate în suspensie depinde de: rocile din bazinul hidrografic, climă, vegetație, relief, debit şi viteză; variază şi în cadrul aceleaşi secțiuni, crescând de la suprafață spre adâncime; în profil longitudinal cantitatea crește dinspre sectorul superior, suprapus de obicei teritoriilor montane alcătuite din roci dure şi cu înveliş vegetal forestier, spre cel inferior de la câmpie. În cadrul transportului în suspensie sunt antrenate atât aluviuni de dimensiuni mai mari, corespunzătoare transportului pe patul albiei, cât şi aluviuni particule mai fine, care urmează să treacă în soluție, astfel încât *„se produce un permanent schimb reciproc de fază solidă între masa de lichid încărcată aluvionar şi masa aluvionară de la suprafața patului albiei de curgere”* (Ichim at al., 1989, p. 120). Autorii citați menționează în continuare că, datorită dificultăților de a realiza o distincție clară între transportul în suspensie şi cel pe patul aluvial se preferă noțiunea mai largă de transport aluvionar total, dezvoltat pe întreaga adâncime de curgere, definit ca suma transportului aluvionar de fund şi în suspensie.

Transportul în soluție cuprinde elementele dizolvate sau descompuse. Acest tip de transport, numit şi chimic, este posibil datorită particularităților pe care le posedă apa. Ea este în primul rând un dizolvant activ, influențat de temperatură, conținutul de gaze (oxigen, dioxid de carbon etc.) şi acizi de proveniență biologică (Mac, 1986). Înseamnă că proprietățile apei se schimbă odată cu cele ale mediului prin care circulă.

Tipurile de transport menționate se realizează în combinații variate în funcție de condițiile hidrodinamice şi de particularitățile aluviunilor. La viituri, un râu poate transporta în doar câteva zile, mai mult decât într-un an întreg şi poate deplasa materiale grosiere de mari dimensiuni, pe care în restul timpului nu le poate antrena (Cioacă, 2006).

Cantitatea materialelor transportate depinde mult de tipul rocilor de pe suprafața bazinului hidrografic şi de climat. Cele mai mari cantități de materiale în soluție le transportă râurile din zona caldă şi umedă, teritorii în care predomină alterarea (Mac, 1976). La mineralizarea apelor din râuri, o contribuție semnificativă o au apele subterane, care aduc minerale din depozitele în care au fost înmagazinate.

Cunoaşterea formelor de transport fluvial ajută atât la înțelegerea genezei formelor de eroziune şi acumulare din albii, cât şi la explicarea cinematicii acestora (Mac, 1986), lucru foarte important pentru acțiunile de prevenire sau combatere a eroziunii fluviale sau pentru amenajări hidrotehnice şi de navigație.

6.2.1.3. Acumularea fluvială

Din momentul în care pe întreaga secțiune a albiei are loc transportul aluviunilor, iar regimul hidrologic şi hidraulic al curgerii debitului lichid determină gradual descreşterea forței hidrodinamice de antrenare sau creşterea forțelor de rezistență, se atinge starea de sedimentare a aluviunilor (Ichim et al., 1989).

Înseamnă că aluviunile din râuri se depun în momentul în care energia curentului de apă nu mai este suficientă pentru a le transporta. Rezultă acumulări de sedimente diferențiate granulometric în funcție de condițiile în care are loc sedimentarea. Întâi se depun materialele mai grosiere transportate prin târâre pe patul aluvial, urmate de cele mai fine transportate în suspensie.

Urmărite în secțiune transversală sedimentele mai grosiere se depun în cadrul albiei minore, în timp ce în albia majoră și în luncă are loc acumularea celor mai fine.

Sortarea are loc și pe profil longitudinal, materialele mai grosiere fiind depuse în sectorul superior, cele intermediare de tipul nisipurilor și pietrișurilor în sectorul superior și mijlociu, iar mâlurile și argilele în sectorul inferior (Mac, 1976).

Acumularea sedimentelor determină o morfologie specifică de tipul ostroavelor, reniilor, depozitelor de pat aluvial, conurilor de dejecție, câmpiilor de nivel de bază, deltelor etc. Formele de relief rezultate în urma acumulării sedimentelor transportate de râuri oferă informații despre tipul de regim al râului, condițiile de mediu în care evoluează.

Se poate concluziona că, starea generală de antrenare hidrodinamică a aluviunilor, incluzând repaosul, inițierea, dezvoltarea și stingerea transportului aluviunilor din albiile râurilor, reprezintă un proces geomorfologic complex determinat de numeroase variabile și parametrii referitori la: caracteristicile hidraulice al curgerii debitului lichid (valoarea debitului, viteza medie a curentului de apă, gradientul hidraulic); caracteristicile geometriei albiei (lățimea la nivelul suprafeței libere, adâncimea apei, coeficientul de formă a secțiunii transversale, coeficientul de formă a patului mobil pe suprafața căruia se dezvoltă formațiunile aluvionare); proprietățile fizico-mecanice ale debitului lichid și solid (densitatea debitului lichid și a celui solid, vâscozitatea, diametrul și factorul de formă al aluviunilor, distribuția granulometrică a aluviunilor, concentrația aluviunilor în suspensie, accelerația gravitațională) (Ichim et al., 1989).

6.2.2. Formele de relief fluvial

Clasificarea formelor de relief fluvial, pornind de la procesele care le generează, arată că ele au de obicei o origine mixtă. De exemplu, albiile sunt considerate forme de eroziune, dar în cadrul lor se găsesc și forme de acumulare; luncile sunt rezultatul acumulării; terasele sunt și ele rezultatul acumulării, dar fruntea lor a fost reliefată prin eroziune; deltele, câmpiile de nivel de bază și piemonturile s-au format prin acumulare, dar evoluție ulterioară implică și eroziune; versanții și văile sunt preponderent forme de eroziune, dar și în cadrul lor apar forme de relief care sunt rezultatul acumulării (conuri de împrăștiere, glacisuri etc.). La rândul lui, procesul de transport este implicat la geneza tuturor formelor menționate, el fiind veriga de legătură dintre eroziune și acumulare. Înseamnă că nu există formă pură eroziune și formă pură de acumulare, iar echilibrul care există între eroziune,

transport şi acumulare este aproape întotdeauna relativ. Echilibrul este rezultatul unui număr infinit de mecanisme care acţionează în interiorul domeniul fluvial şi care îl influenţează din afara lui. Din acest punct de vedere formele de relief nu reprezintă decât forme de echilibru. De exemplu, renia, albia minoră, lunca, terasa, delta şi chiar valea în întregul ei reprezintă un anumit echilibru (Mac, 1976), între eroziune, transport şi acumulare.

În urma modelării fluviale a unui teritoriu rezultă o suită de forme de relief, începând cu albia, considerată pe bună dreptate elementul cel mai dinamic din cadrul acestui domeniu de modelare, şi terminând cu valea, forma care exprimă cel mai bine modul în care a fost sculptat un teritoriu de către râuri.

Dimensiunea formelor de relief fluviale este controlată de multe variabile, atât independente (timpul, relieful preexistent, litologia, litologia, structura, clima, vegetaţia), cât şi de variabile dependente (hidraulica curgerii, debitul lichid, debitul solid, adâncimea apei, panta albiei, nivelul de bază). Dintre acestea valoarea debitului şi distribuţia lui este cel care contează cel mai mult. Acest lucru se verifică şi în teren, unde se observă că un curs de apă cu cât are un debit mai mare, cu atât caracteristicile sale morfometrice vor fi mai mari, tocmai pentru a asigura scurgerea volumului de apă în condiţiile unei anumite pante (Mac, 1986). Desigur dimensiunile nu cresc strict în progresie aritmetică, existând râuri foarte late, de talia lui Mississippi, care se adaptează la creşterea debitului în aval prin creşterea adâncimii, în timp ce râurile mai mici, se adaptează la creşterea debitului în aval prin creşterea lăţimii (Carlston, 1969).

Din categoria formelor majore ale relief fluvial fac parte: albiile, luncile, terasele, deltele, câmpiile de nivel de bază, piemonturile, versanţii, văile.

6.2.2.1. Albiile

O dată cu permanentizarea scurgerii la nivelul substratului, apa se concentrează spre locurile cele mai joase şi se organizează în albii. Apa care curge în cadrul albiilor fluviale le modelează în funcţie de energia pe care o posedă, prin intermediul a trei procese geomorfologice: eroziune, transport şi acumulare, determinând formarea unei morfologii specifice. Cele mai instabile sunt albiile formate prin adâncirea râurilor în depozite aluviale, morfologia lor schimbându-se substanţial pe măsură ce debitul, aprovizionarea cu sedimente şi alţi factori variază, deoarece aluviunile nu rezistă la eroziune (Hugget, 2005).

Indiferent de condiţiile de mediu, anumite caracteristici morfologice se păstrează stabile, chiar dacă albia este în plin proces de evoluţie. Acesta indică, înainte de toate, posibilităţile albiilor de a se ajusta la condiţiile de mediu, la variaţia factorilor de control, dar şi o ajustarea mutuală a variabilelor care o alcătuiesc (Rădoane et al., 2001).

Albia reprezintă canalul şi malurile care îl delimitează, prin care se scurg apele la debite medii (Mac, 1976). Studiată în amănunt albia se dovedeşte o formă de relief complexă, deoarece în cadrul ei al loc principalele procese hidrodinamice. Ele variază în funcţie de viteza apei, debit, nivel, pantă şi determină geneza elementelor componente care alcătuiesc albia.

6.2.2.1.1. Secţiunea transversală a albiei

Secţiunea transversală a albiei reprezintă unitatea geomorfologică elementară a unui râu, adică locul în care pot fi urmărite toate procesele care au loc la nivelul acestuia.

În acest subcapitol în cadrul secţiunii transversale vor fi abordate următoarele aspecte: elementele dimensionale ale albiei, elementele morfologice ale albiei şi subdiviziunile albiei.

A. Elementele dimensionale ale albiei

Cei mai folosiţi descriptori ai secţiunilor de albii sunt (fig. 6. 10): lăţimea albiei, lungimea albiei, perimetrul udat, suprafaţa secţiunii transversale, adâncimea albiei, declivitatea sau diferenţa de nivel între două puncte de-a lungul albiei de râu, panta albiei ($S = (e_1 – e_2)/L$), raza hidraulică ($R = A/P$) (Rădoane et al., 2001, Grecu şi Palmentola, 2003).

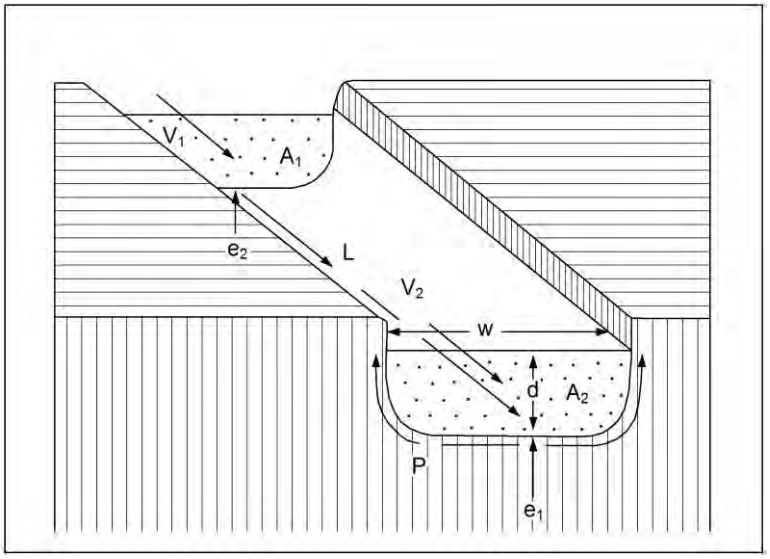


Fig. 6. 10. Elementele dimensionale ale unei albii de râu: W – lăţimea albiei, l – lungimea albiei, P – perimetrul udat, A – suprafaţa secţiunii transversale, d – adâncimea albiei, e – diferenţa de nivel între două puncte (e_1 şi e_2) (Rice, 1977, p. 164)

B. Elementele morfologice ale albiei

Elementele albiei, cele de care depinde întreaga modelare fluvială, sunt **malurile** şi **patul albiei** (fig. 6. 24). Fiecare dintre acestea are o morfologie proprie, dar împreună dau **forma secţiunii de albie**.

a. Forma secţiunii de albie

Forma cea mai stabilă a unei secţiuni de albie se identifică faţă de aşa-numitul coeficient de formă, calculat ca raport între suprafaţa secţiunii albiei şi suprafaţa unei parabole, în care se înscrie secţiunea (Ichim et al., 1989).

În urma cercetărilor efectuate asupra secţiunilor transversale a numeroase râuri s-a ajuns la concluzia că există două forme generale stabile, strâns legate de natura şi starea de agregare a depozitelor în care s-a format albia (Lane, 1935, citat de Ichim et al., 1989):

- forma parabolică largă - specifică secţiunilor de albii cu perimetrul alcătuit din nisipuri omogene necoezive; pentru acestea factorul de formă calculat ca raport între suprafaţa secţiunii albiei şi suprafaţa unei parabole are valori între 0,90 – 1,00 (fig. 6. 11);
- formă rectangulară sau trapezoidală - caracteristică secţiunilor de albii formate în depozite argilo prăfoase cu mare coezivitate (fig. 6. 11); pentru acest tip de secţiuni, factorul de formă, calculat ca raport între suprafaţa secţiunii albiei şi a secţiunii unui trapez ori dreptunghi înscris secţiunii, are valori cuprinse între 0,56 şi 0,92.

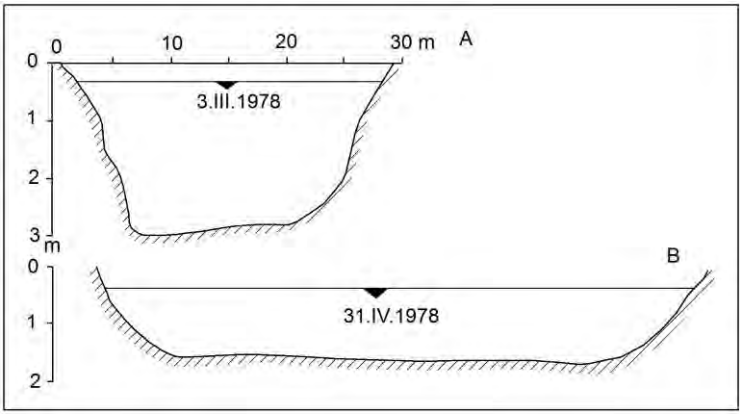


Fig. 6. 11. Secţiunea transversală a albiei râului Bârlad: A – forma trapezoidală, B – forma parabolică (Ichim et al., 1989, p. 144)

Caracteristica principală a secţiunilor transversale de albie este **asimetria**. Ea nu este specifică doar albiilor meandrate, ci şi celorlalte tipuri de albii (Ichim et al., 1989).

Între asimetria secţiunii transversale şi forma în plan a albiilor există o strânsă legătură, fapt care poate fi observat în modelul cu cinci stadii evolutive (fig. 6. 12), propus de Knighton (1982, citat de Ichim et al., 1989).

S-a demonstrate, cu ajutorul analizei spectrale că, asimetria secțiunii transversale are o comportare oscilatorie în lungul albiilor naturale, nesupuse constrângerilor litologice (Ichim et al., 1989).

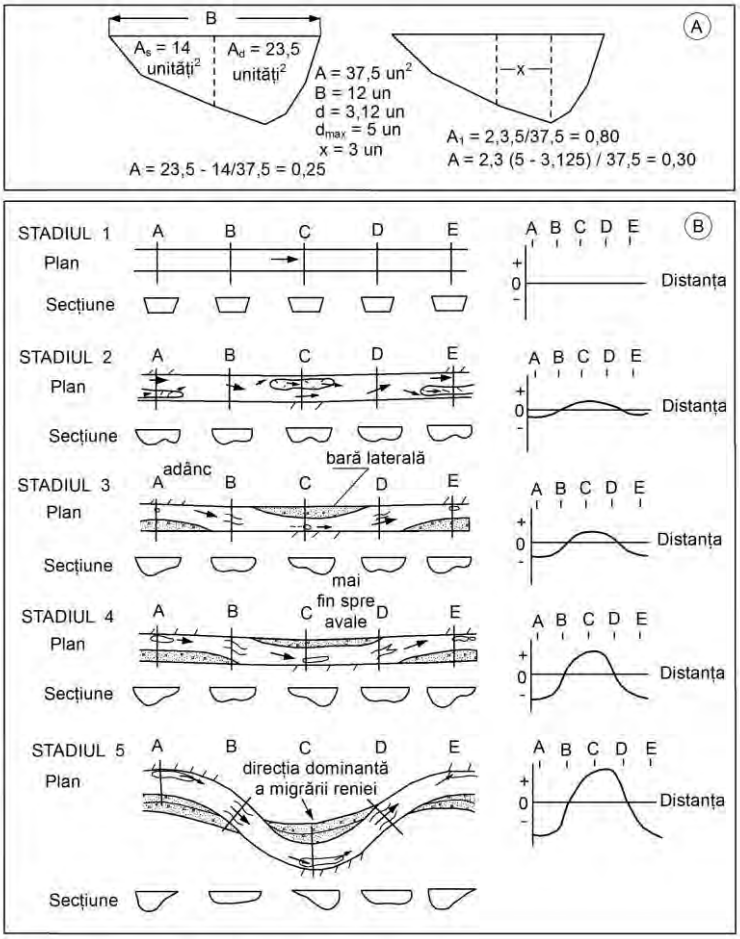


Fig. 6. 12. A. - Model pentru determinarea gradului de asimetrie a secțiunii transversale; B – stadii în evoluția gradului de asimetrie a albiei minore (Knighton, 1982, citat de Ichim et al., 1989, p. 145)

b. Malurile albiei

Acestea sunt cele care delimitează de o parte și de alta curentul de apă. Ele sunt expresia schimbării permanente a ponderii proceselor de eroziune și acumulare, care au loc simultan în cadrul aceleași secțiuni de albie; alternanța eroziunii și acumulării de la un mal la altul, demonstrează ca albiile deși reprezintă forme de relief negative, săpate în scoarță, ele nu sunt doar forme de eroziune, așa cum s-a considerat mult timp, ci forme de eroziune și acumulare (Rădoane et al., 2001).

Diferențele cele mai notabile între maluri se înregistrează la albiile sinuoase și meandrate, unde la malul concav are loc eroziunea, iar la cel convex acumularea.

Malurile concave sunt cele care au suprafața morfologică expusă spre râu, sub forma unei concavități; ele sunt maluri de eroziune, dar nu înseamnă că procesele de acumulare lipsesc cu desăvârșire (Rădoane et al., 2001).

Formarea malurilor concave are loc pe două căi: prin eroziune în sens strict și prin cedarea malurilor. Formarea malurilor prin eroziune este strâns legată de caracteristicile hidraulice ale curgerii, pentru ca formarea lor prin cedare să fie controlată de condiții climatice și de caracteristicile fizico-chimice ale materialelor care alcătuiesc malurile; procesele care controlează cele două tipuri genetice de maluri concave se desfășoară în intercorelație (Ichim et al., 1989)

Formarea malurilor concave prin eroziune implică antrenarea materialelor particulă cu particulă, printr-un mecanism de desprindere discretă a lor, așa cum se întâmplă la malurile alcătuite din roci coezive. Dinamica acestor maluri se raportează la așa-numitul punct bazal de control al stabilității malurilor (Carson și Kirkby, 1972, citați de Rădoane et al., 2001), în funcție de care se disting trei situații posibile: frânarea retragerii malurilor, când rata de desprindere a materialelor este mai mare decât rata preluării lor de către râu, condiții în care la baza malului se produc acumulări care determină reducerea înclinării lui; retragerea uniformă a malurilor, când între eroziune și transport există un echilibru, ceea ce conduce la o retragere parțială a malului; retragerea excesivă a malurilor, când capacitatea de transport a râului este mai mare decât rata de desprindere a materialelor din maluri.

Formarea malurilor concave prin cedare implică desprinderea în masă a depozitelor. Și în acest caz diferențierile morfodinamice sunt date de gradul de coezivitate a depozitelor, deosebindu-se maluri: coezive, necoezive și mixte (Rădoane et al., 2001). *Malurile coezive* au un grad de stabilitate strâns legat de unghiul de înclinare, înălțime, crăpături și fisuri, în funcție de care va fi distribuția forțelor tensionale; mecanismul cedării lor este asemănător cu cel al alunecărilor de teren rotaționale (Rădoane et al., 2001). *Malurile necoezive* sunt specifice albiilor mobile, în componența lor predominând nisipurile și pietrișurile; dinamica lor este considerabil influențată de suprafața de drenaj, ea având un rol decisiv în poziționarea planului de cedare. *Malurile mixte*, cu toate că au o comportare dinamică ce include particularitățile celor două tipuri de depozite, se deosebesc prin poziția în profil a acestora; specifică depozitelor mixte este formarea malurilor de tip consolă, la care partea superioară rămâne în surplombă, atât timp cât malul nu este subminat foarte tare pentru a ceda.

Malurile convexe sunt cele care au suprafața morfologică expusă spre râu sub forma unei convexități. Sunt maluri la care are loc acumularea unei părți a materialelor transportate de râu. Depozitul care se formează prin acumulare, poartă diverse denumiri, în funcție de domeniul pentru care prezintă importanță. În inginerie se folosește mai mult termenul de bare aluvionare, iar în geomorfologie cel de renie (fig. 6. 13).

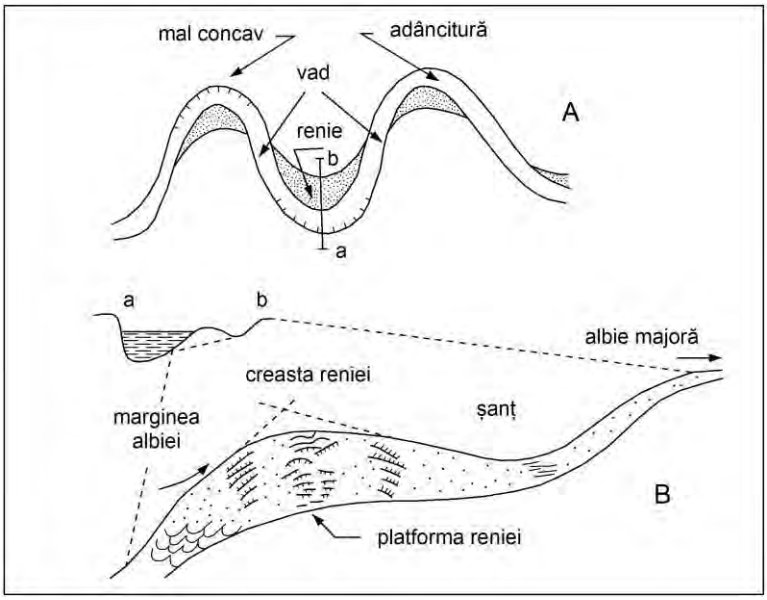


Fig. 6. 13. Configurația în plan (A) și în secțiune transversală a unei renii (Nanson, 1980, citat de Rădoane et al., 2001, p. 96)

Renia este definită în Dicționar geomorfologic ca *„mică plajă nisipoasă sau pietroasă, care se formează pe malurile convexe ale râurilor sinuoase (meandrate)"* (Băcăuanu et al., 1974, p. 158).

În funcție de stadiul de evoluție la care au ajuns și de forma pe care o au reniile sunt: simple (point bar), marginale (point dune) și în volute (scroll-bar) (Ichim et al., 1989).

Renia simplă este o formațiune de acumulare a aluviunilor la malurile convexe. Suprafața ei înclină ușor spre talveg și se află în ușoară contrapantă spre malul convex; în plan are formă de semilună. Este neacoperită cu vegetație, precum și inundată frecvent în timpul viiturilor obișnuite. Reniile simple sunt caracteristice râurilor mici. Ele se formează atât în albiile în care predomină nisipurile, cât și în cele cu pietrișuri.

Reniile în volute reprezintă formațiuni geomorfologice și de sedimentare, dezvoltate în malurile convexe ale râurilor, care fac trecerea de la micromorfologia albiei minore la morfologia albiei majore (Ichim et al., 1989). Ele sunt detașate de malul convex prin șanțuri taluzate. Împreună formează un complex de coame și depresiuni, dispuse mai mult sau mai puțin paralel cu râul; sunt acoperite cu vegetație și inundate doar la viituri excepționale.

Reniile marginale sunt forme de tranziție de la microrelieful patului albiei la cel tipic malurilor convexe, de care nu sunt complet atașate; se mai numesc și renii de tranziție. Au un mare grad de instabilitate cu toate că sunt și cazuri când ele sunt

stabile. În profil transversal ele sunt asimetrice, coama lor fiind puternic înclinată spre aval şi spre patul albiei (Ichim et al., 1989).

Caracteristicile morfologice şi sedimentologice ale reniilor diferă de la un râu la altul şi în lungul acestora, în funcţie de mărimea râului, natura depozitelor, stadiul de evoluţie şi raportul dintre raza de curbură a buclei de meandru şi lăţimea albiilor (Ichim et al., 1989).

Autorii citaţi menţionează că prezenţa unei structuri de tip încrucişat, asemănătoare cu cea pe care o au dunele eoliene, arată că formarea reniilor are loc concomitent cu deplasarea lor, într-un proces în care forma se conservă, dar depozitele se schimbă. De asemenea, distribuţia granulometrică a depozitelor din lungul coamei reniilor în volute, indică la fel ca structura lor încrucişată, o continuă reînnoire a aluviunilor de la capătul aval.

Principalele cauze care conduc la formarea reniilor sunt de ordin hidrodinamic, morfologic şi sedimentologic, rolul de bază revenind aşa-numitei circulaţii secundare şi curgerii în spirală care are loc în albie (Rădoane et al., 2001).

Prin integrarea lor se ajunge la formarea câmpiilor de renii (plain scroll), în cuprinsul cărora coamele reniilor domină terenurile înconjurătoare, atât timp cât diferenţele altitudinale nu sunt estompate prin acumulările care au loc la inundaţii.

c. Patul albiei

Acesta împreună cu morfologia sa specifică se caracterizează printr-o mobilitate excepţională şi cu puţine excepţii este efemeră (Rădoane et al., 2001).

Factorii care determină iniţierea, formarea şi dezvoltarea morfologiei patului albiei sunt: parametrii hidraulici (caracteristicile scurgerii, viteza media a apei, adâncimea medie), caracteristicile depozitelor constituente ale patului albiei (diametrul, viteza de sedimentare, parametrii fizici ai fazelor solidă şi lichidă a curgerii, densitatea apelor şi a aluviunilor, vâscozitatea), parametrii geometriei albiei şi a particulelor aluvionare de tranzit (factorii de formă a sectorului de albie, ai secţiunii transversale şi a particulelor) (Ichim et al., 1989).

Morfologia patului albiei va fi analizată în continuare pornind de la criteriul duratei de formare şi a gradului de conservare, după care se disting două tipuri de morfologii: efemeră şi perenă (Rădoane et al., 2001).

Morfologia efemeră aşa cum îi spune şi numele se menţine destul de puţin. Dacă ea se formează în timpul unei viituri, la următoarea variaţie semnificativă a debitului se modifică complet.

Morfologia aluvionară din patul albiei are un caracter ondulatoriu, fiind caracterizată de forme, care în profil longitudinal se prezintă ca un triunghi asimetric, iar în profil transversal sunt de obicei asimetrice (fig. 6. 14); aceste forme se numesc ripple (Rădoane et al., 2001).

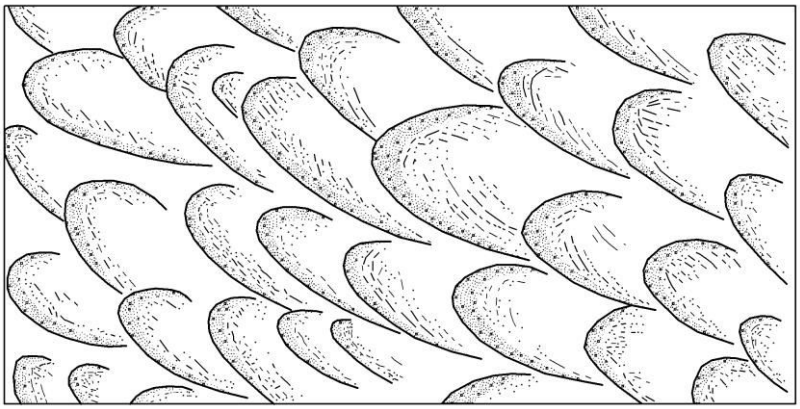


Fig. 6. 14. Morfologia efemeră a patului albiei

Ele sunt caracterizate de următoarele mărimi (fig. 6. 15): lungimea de undă (distanța dintre două creste sau depresiuni succesive), înălțimea (distanța pe verticală între creastă și baza formațiunii), indicele de ondulare (raportul dintre lungimea de undă și înălțime), flancul amonte sau revers față de direcția curgerii (are o pantă mai redusă), flancul aval sau de frunte (are o pantă mai a mare), indicele de simetrie (raportul lungimii proiecțiilor orizontale ale flancurilor amonte - aval), punctul bazal (dat de intersecția verticalei în profilul unui ripple, la separarea flancului de alunecare de aria acumulării de fund), punctul de margine (dat de intersecția verticalei cu profilul ripplului, la separarea flancului frunte, din aval, de flancul revers, din amonte), flancul de alunecare (partea cea mai înclinată a flancului adăpostit, cuprins între punctul de margine și punctul bazal) (Ichim, et al., 1989).

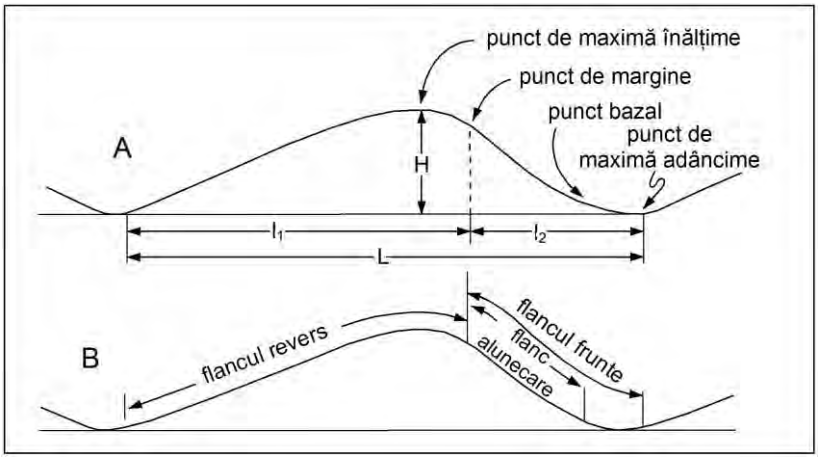


Fig. 6. 15. Definirea profilului unui ripple
(Reineck și Singh, 1975, citați de Ichim et al., 1989, p. 167)

Structura internă a formațiunilor aluvionare este formată din lamine (straturi subțiri) dispuse oblic, sub diferite unghiuri (frecvent 25 – 30º, mai mici la bază și mai mari în creastă); ele pot fi ascendente sau descendente și au diferite forme (fig. 6. 16). Pe măsură ce ele migrează prin albie, compoziția lor granulometrică se schimă, fiind în general mai grosieră la bază, unde are loc și o agregare a aluviunilor, și mai fină la creastă (Ichim, et al., 1989).

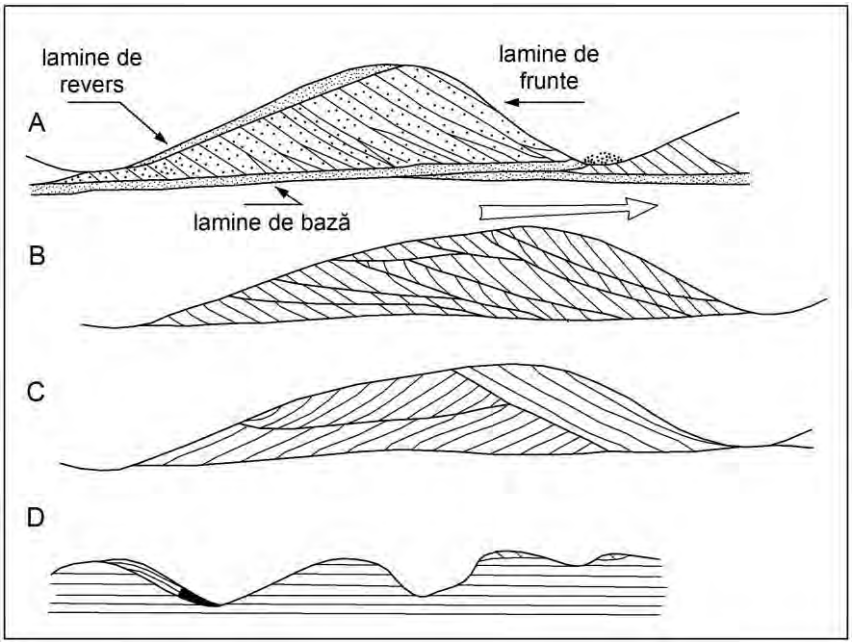


Fig. 6. 16. Structuri ale depozitelor de rippluri: A – a unui ripple bine dezvoltat; B – discordant primară a unui ripple gigant; C – discordant secundară; D – structura unui ripple de eroziune (Reineck și Singh, 1975, citați de Ichim et al., 1989, p. 168)

Cele mai întâlnite formațiuni efemere de pat aluvial sunt ripplurile, barele aluvionare, dunele aluviale, patul plan și antidunele.

Ripplurile sunt formațiuni aluvionare care se dezvoltă tridimensional pe patul albiei, în condițiile unui regim de curgere turbulentă liniștită (fig. 6. 17); în profil longitudinal ele au o formă geometrică variată, de la triunghiulară asimetrică, (cu pantă lungă și lină a flancului amonte, respectiv pantă abruptă a flancului aval), până la aproximativ sinusoidală simetrică (Ichim, et al., 1989). Conform sursei citate, în plan orizontal forma ripplurilor este dată de proiecția traseului crestei, care poate fi extrem de diversă, pornind de la dispoziții neregulate tridimensionale cu vârfuri și adâncuri, până la dispoziții regulare, cu creste continui și paralele pe direcția curgerii.

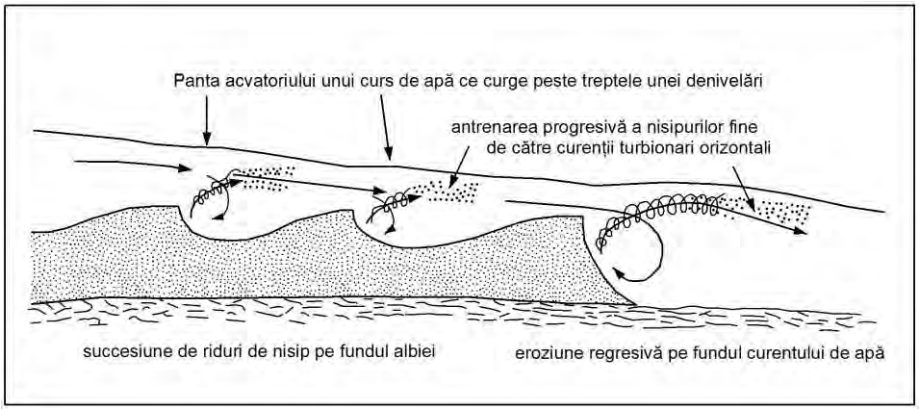

Panta acvatoriului unui curs de apă ce curge peste treptele unei denivelări
antrenarea progresivă a nisipurilor fine
de către curenții turbionari orizontali
succesiune de riduri de nisip pe fundul albiei
eroziune regresivă pe fundul curentului de apă

Fig. 6. 17. Influențele ripplurilor asupra curenților de curgere (Cioacă, 2006, p. 194)

Se formează pe patul albiilor constituit din material aluvionar fin şi mijlociu, cu diametru mediu de 0,6 mm (nu se formează în cazul albiilor cu nisip grosier şi pietrişuri) (Ichim, et al., 1989).

Lungimea de undă a ripplurilor este de până la 30 – 60 cm, în timp ce amplitudinea nu depăşeşte 3 – 6 cm; dimensiunile lor nu depind de adâncimea curentului, ci doar de dimensiunea particulelor constituente; o dată formate, sub acțiunea curentului de apă ele se deplasează spre aval, cu o viteză sensibil mai redusă decât viteza medie a curgerii (Ichim, et al., 1989).

Barele aluvionare sunt formațiuni ale patului aluvial care au lungimi de același ordin de mărime cu lățimea albiei sau mai mare, lățimi de ordinul 0,5 – 0,8 din lățimea albiei şi înălțimi comparabile cu adâncimea medie a curgerii care le generează (Ichim, et al., 1989). Pe flancul lor din amonte, care are o declivitate foarte redusă, se pot forma rippluri.

Dunele aluviale sunt formațiuni mai mari decât ripplurile şi mai mici decât barele. În secțiune transversală au aceeași formă ca şi ripplurile, fiind formate în condiții asemănătoare.

Patul plan al albiei se referă la morfologia în care nu există nici o neregularitate mai mare decât diametrul maxim al particulelor, fiind specifică regimului tranzitoriu al scurgerii (Ichim, et al., 1989). O astfel de morfologie se dezvoltă în condițiile unei rezistențe foarte mici la curgere, când particulele se mişcă prin rostogolire.

Antidunele sunt specifice unui regim de curgere turbulentă agitată, când se dezvoltă sub forma unei înşiruiri de ondulații simetrice pe patul aluvial.

Morfologia perenă. Abordate în profil transversal albiile relevă existența unei alternanțe de vaduri şi adâncuri.

Vadul este porțiunea din patul albiei în care adâncimea apei este mai mică, viteza curentului este mai mare, iar materialul din albie mai grosier (Rădoane et al., 2001).

Adâncul este porțiunea din patul albiei în cuprinsul căreia adâncimea apei este mai mare, vitezele mai mici, iar granulometria depozitelor de albie mai redusă (Rădoane et al., 2001).

Caracterizarea vadurilor și adâncurilor implică luarea în considerare a morfologiei, a depozitelor de debit târât, a regimului vitezelor, precum și a adâncimii apei (Ichim, et al., 1989).

Mult timp s-a considerat că vadul și adâncul sunt caracteristice doar patului albiilor meandrate, ele fiind localizate în punctul de inflexiune dintre două bucle succesive, respectiv în axa buclei de meandru, dar observațiile din teren au dovedit că ele sunt specifice și albiilor drepte și împletite.

Prin faptul că alternanța vadurilor și adâncurilor exprimă diferențierea în profil vertical a albiei, ea mai este denumită și meandrare verticală sau cea de-a treia dimensiune a meandrării (Keller și Melhorn, 1978) (fig. 6. 18). Autorii citați consideră că meandrarea verticală o precedă pe cea orizontală. La aceleași concluzii s-a ajuns și în urma studierii canalului Bârladului, dintre Rediu și Crasna, care la 4 ani de la darea în folosință și-a creat o morfologie specifică cu succesiuni de vaduri și adâncuri (Rădoane și Rădoane, 2007a).

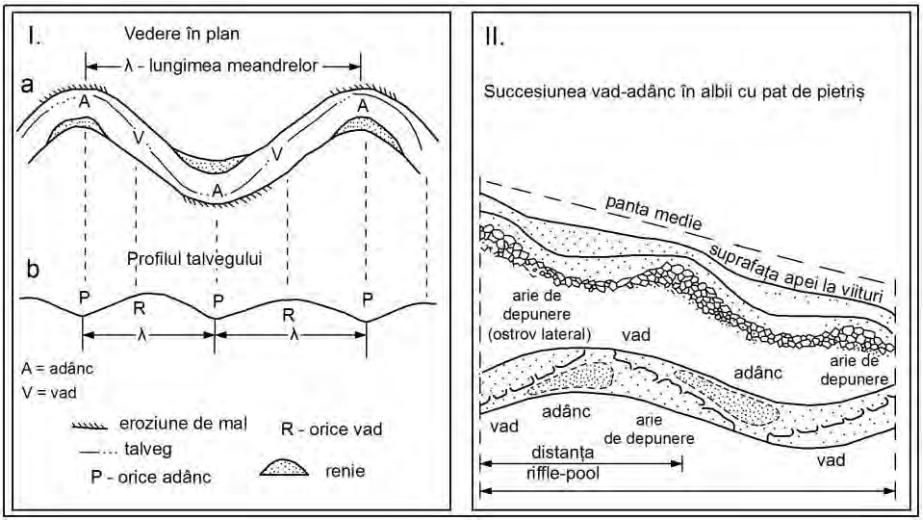


Fig. 6. 18. I. - Relația între meandrarea în plan (a) și meandrarea verticală (b); II. – succesiunea vad – adânc în albii cu pietriș (Rădoane et al., 2001, p. 100)

După urmărirea în teren a patului albiilor sculptate atât în substrat rezistent, cât și în aluviuni (albiile mobile) s-a observat că succesiunea vad – adânc este una din trăsăturile fundamentale ale patului albiilor (fig. 6. 19). Interesant este că ea îi independentă de tipul de material din albie și că spațierea acestor forme este explicată în proporție de aproape 70% de variația lărgimii albiei (Keller și Melhorn, 1978).

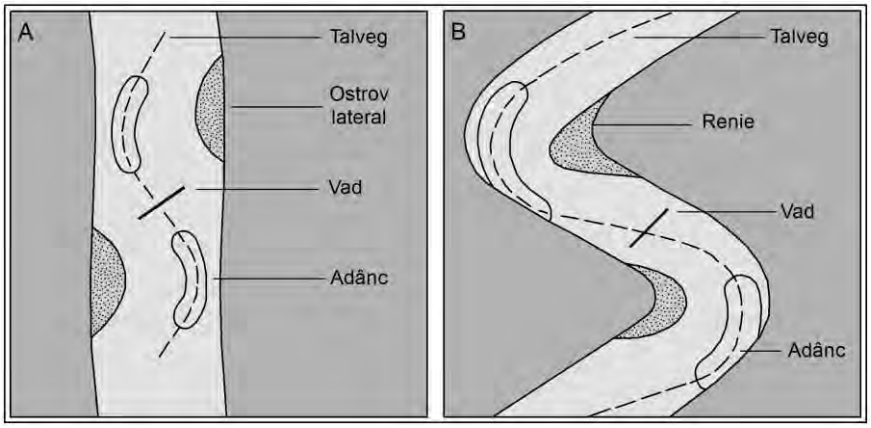


Fig. 6. 19. Microrelief asociat cu o albie rectilinie (A) şi o albie meandrată (B) (Ritter, 1986, citat de Rădoane et al., 2001 p. 101)

Spaţierea patului aluvial în vaduri şi adâncuri se datorează următoarelor cauze: caracterului convergent şi divergent al scurgerii în albie, undelor cinematice care însoţesc procesul de transport şi forţelor dispersive (Rădoane et al., 2001). Astfel prezenţa adâncurilor este asociată cu scurgerea convergentă, iar cea a vadurilor cu cea divergentă (Leopold et al., 1964, citaţi de Ichim et al., 1989) (fig. 6. 20. şi 6. 21).

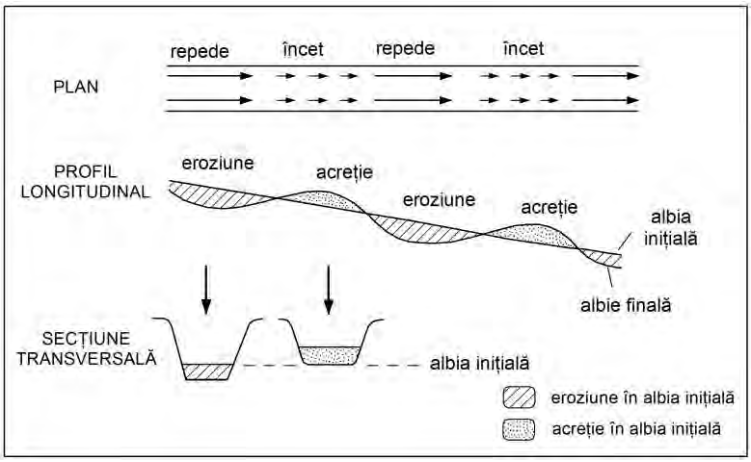


Fig. 6. 20. Formarea unei succesiuni de vad – adânc în lungul unui râu ilustrând eroziunea şi acreţia pe un pat de albie ce corespunde unor areale de curgere rapidă şi înceată (Richards, 1982, citat de Rădoane et al., 2001, p. 104)

Primul tip de curgere determină o creştere a forţei tractive implicată direct în eroziunea albiei, determinând formarea adâncurilor, în timp ce al doilea favorizează depunerile, generând vaduri; sub aspect procesual, profilul longitudinal este rezultatul eroziunii şi acumulării, care în final dau o succesiune de adâncuri şi vaduri

(Rădoane et al., 2001). Mai trebuie reținut că atât eroziunea cât și acumularea, la nivelul vadurilor și adâncurilor sunt procese dominante și nu exclusiviste, ele fiind influențate semnificativ de debit, așa cum se întâmplă în cazul viiturilor, când ele se uniformizează sau se pot chiar inversa.

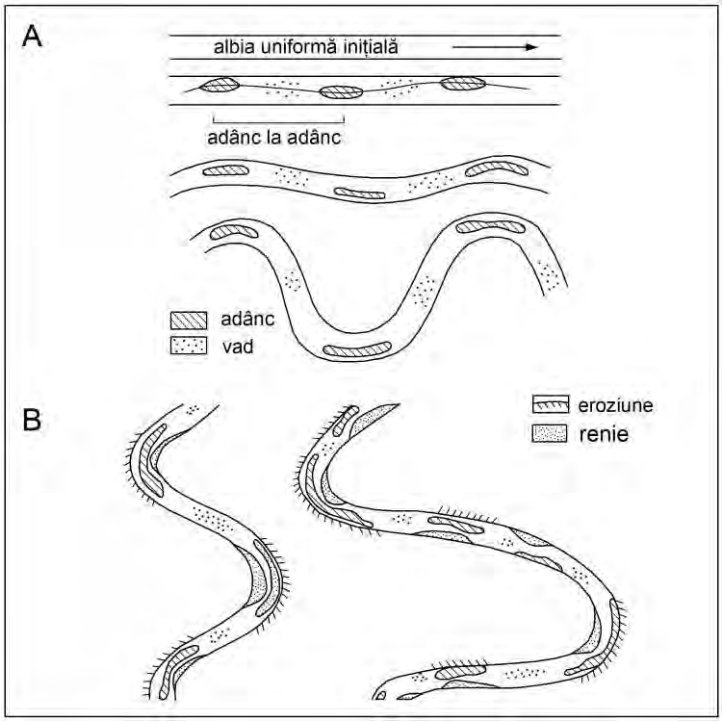


Fig. 6. 21. A – transformarea unei albii drepte în albie meandrată în relație cu spațierea vaduri adâncuri; B – formarea unor vaduri și adâncuri suplimentare o dată cu creșterea lungimii albiei meandrate (Richards, 1982, citat de Rădoane et al., 2001, p. 104)

În condițiile în care în albie se formează renii, adâncurile se asociază cu acestea și apoi evoluează împreună. Cei care au evidențiat acest fenomen au fost Keller și Melhorn (1973, citați de Ichim et al., 1989), care au arătat că el se desfășoară de-a lungul a două stadii (fig. 6. 22):

- stadiul 1 este caracterizat de prezența unor condiții inițiale când patul albiei este fără denivelări. Ulterior apar ușoare denivelări ale patului când spre un mal când spre altul. La baza malului spre care înclină patul albiei se formează o concavitate, în dreptul căreia albia devine mai adâncă, practic se formează un adânc. Materialul desprins din concavitate se depune apoi în aval, pe capătul mai înclinat al planului de înclinare a patului albiei, precum și în segmentul de albie, unde are loc o schimbare a sensului de înclinare a patului;

- stadiul 2 se caracterizează prin transformarea concavității inițiale în adâncuri, însoțite de renii, iar segmentele de racord dintre cele două segmente de pat de albie, în vaduri, la nivelul cărora predomină acumularea.

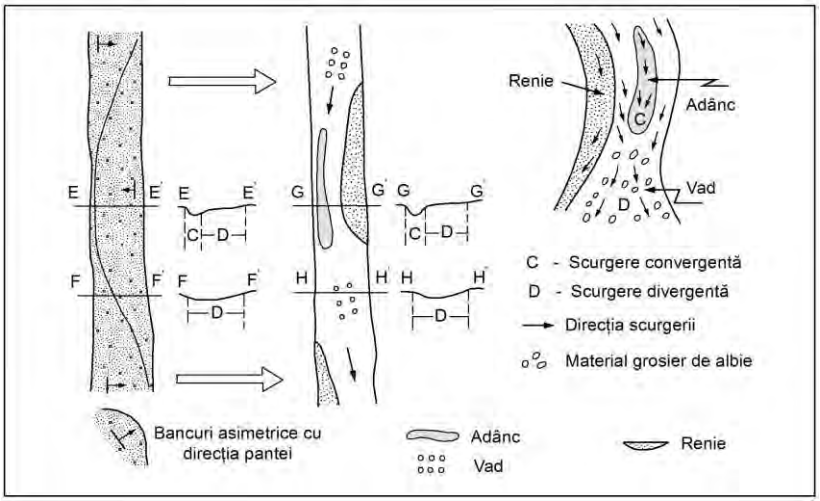


Fig. 6. 22. Schemă generalizată a transformării concavităților asimetrice la adâncuri, vaduri și renii (Keller și Melhorn, 1973, citați de Ichim et al., 1989, p. 188)

Legătura dintre meandrarea verticală și cea orizontală se face prin intermediul malurilor care delimitează adâncurile. Ele sunt locurile în care în timpul apelor mari malul cedează, primește formă concavă, care prin dezvoltare constituie premisa formării unei bucle de meandru. Astfel, pe măsură ce albia evoluează în această direcție (fig. 6. 21, cea cu transformarea unei albii), corespondența dintre spațierea vad-adânc se va suprapune peste lungimea de undă a meandrelor care se dezvoltă (Rădoane et al., 2001).

C. Subdiviziunile albiei

O formă de relief atât de complexă sub aspect genetic și dimensional are următoarele subdiviziuni: canalul de etiaj, albia minoră și albia majoră (fig. 6. 24).

Canalul de etiaj sau talvegul reprezintă porțiunea din albia minoră prin care are loc scurgerea apei la debite minime. Este o formă de relief instabilă atât ca dimensiune, cât și ca direcție în plan orizontal, datorită acțiunii permanente a curentului de apă asupra lui. Nivelul de etiaj reprezintă media nivelurilor minime ale apei, care curge prin albie.

Albia minoră sau albia propriu-zisă este porțiunea delimitată de malurile râului sau secțiunea prin care apele se scurg la debite medii.

În cadrul albiei minore se întâlnesc atât forme de eroziune (marmite, surplombe, abrupturi de mal, repezişuri, praguri etc), cât şi de acumulare (ostroave, insule, grinduri, renii etc.) (Mac, 1976):

- ***marmitele*** sunt rezultatul vârtejurilor din curentul hidraulic care acţionează asupra albiei;

- ***surplombele*** se formează la baza cascadelor din patul aluvial şi la maluri prin procesul de cavitaţie al apei;

- ***abrupturile de mal*** sunt rezultatul eroziunii la malurile concave;

- ***repezişurile*** sunt denivelări mici şi dese, peste care apa curge învolburată;

- ***pragurile*** sunt dispuse transversal şi s-au format datorită eroziunii diferenţiale a patului aluvial;

- ***ostroavele aluviale*** sunt rezultatul acumulării nisipurilor şi pietrişurilor în albie, dar fără să fie fixate cu vegetaţie;

- ***insulele*** sunt acumulări de aluviuni acoperite cu vegetaţie localizate între braţe cu apă;

- ***grindurile*** sunt depuneri aluviale asimetrice, sub formă de fâşii laterale asimetrice, formate din nisipuri şi mâluri;

- ***reniile*** se formează în urma acumulării materialelor transportate de către râu la malul convex.

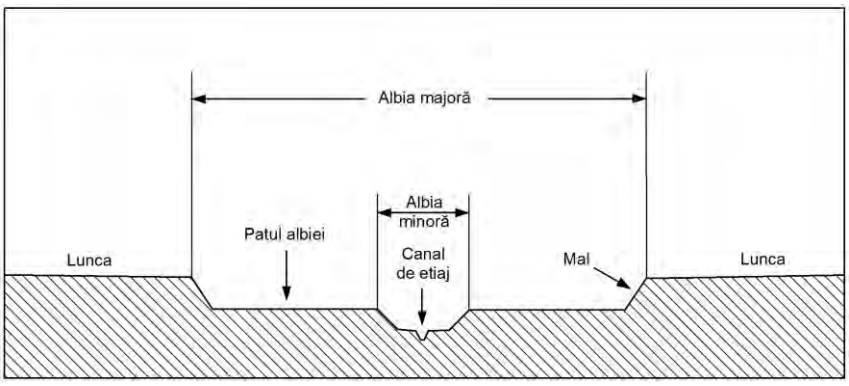


Fig. 6. 24. Elementele albiei

Albia majoră este secţiunea de vale supusă modificărilor fluviatile la creşteri periodice de nivel (ape mari, viituri). Pentru a nu confunda albia majoră cu lunca, trebuie reţinute şi următoarele definiţii: albia majoră este un teren relativ neted ce mărgineşte un râu, care este inundat în timpul apelor mari (Wolman şi Leopold, 1957); albia majoră este o suprafaţă aluvială adiacentă unei albii, care este frecvent inundată (Chorley et al., 1984).

Din aceste definiţii se desprinde ideea că albia majoră este un teritoriu suspus frecvent inundării. Comparativ cu acesta, lunca, cu toate că este şi ea o fâşie de teren

localizată de o parte și de alta albiei minore, ea este inundată doar la debite catastrofale. Din aceste considerente, dar și din altele cum ar fi diferențele morfologice și de dinamică, consider că nu trebuie pus semn de egalitate între albia majoră și luncă. În același timp există posibilitatea ca la unele râuri sau sectoare de râu, în funcție de stadiul lor de evoluție, albia majoră să fie foarte extinsă, condiții în care lunca poate să lipsească.

Formarea albiei majore. Ea este o formă de relief construită de râul care o traversează, dimensiunea ei fiind în relație directă cu valoarea debitului râului (Ichim et al., 1989).

Depozitele din albiile majore sunt cele care oferă informații despre geneza lor. În alcătuirea albiilor majore participă două tipuri de depozite: de renie și de inundație (Wolman și Leopold, 1957).

Depozitele de renie s-au format prin acreție laterală, ca rezultat al acumulării aluviunilor la malul convex, în procesul de migrare a meandrelor (Rădoane et al., 2001). Ele participă în unele cazuri în proporție de până la 80 – 90% la formarea albiei majore (Wolman și Leopold, 1957).

Depozitele de inundație sunt rezultatul proceselor de acreție verticală (agradare). Ele s-au format prin sedimentarea aluviunilor din apele care au inundat suprafața albiei majore, în condițiile în care frecvența scurgerii peste maluri este remarcabil de uniformă în diverse medii și regiuni climatice, având un interval de recurență cuprins între 1 și 2 ani (Wolman și Leopold, 1957).

Alături de acreția laterală și verticală, mai există un proces care contribuie la formarea albiilor majore, și anume avulzia. Ea se referă la abandonarea bruscă a albiilor active de către râu, în favoarea unui nou curs; este caracteristică râurilor împletite. Fenomene de amploare de acest gen au loc la nivelul fluviilor care traversează câmpii de nivel de bază. De exemplu, schimbarea locului de vărsare a Fluviului Galben în 1851 pe o distanță de peste 300 km, la nord de poziția lui anterioară, schimbarea cursului râului Kosi, afluent al Gangelui, pe o distanță de peste 100 km, în perioada 1736-1964 etc. (Rădoane et al., 2001).

Albia majoră se caracterizează prin forme de relief specifice, rezultate în urma procesului hidrodinamic: meandre, renii, ostroave, martori de eroziune, grinduri laterale, bălți pe cale de anastomozare etc.

6.2.2.1.2. Tipologia albiilor

A. Criterii de clasificare a albiilor

Pentru clasificarea albiilor se utilizează o serie de criterii, cele mai importante fiind următoarele: configurația în plan, tipul depozitului în care s-a format albia, stabilitatea depozitelor aluviale, granulometria depozitelor, tipul aluviunilor, criteriul relațiilor de cauzalitate.

Urmărirea lor relevă, că pentru a se ajunge la clasificarea actuală a văilor s-a pornit din două direcţii. Prima se referă criteriile care au la bază forma sau configuraţia în plan, iar cea de-a doua caracteristicile aluviunilor şi a depozitelor din albii. Abia reunirea acestor criterii a permis elaborarea unei clasificări comprehensive, în cadrul căruia tipul de albie să ofere informaţii despre depozit, formă şi evoluţie, aşa cum este clasificarea lui Schumm din 1981 şi 1985.

După criteriul ***configuraţiei în plan*** se deosebesc trei tipuri de albii (Leopold et al., 1964):

- albii drepte;
- albii meandrate;
- albii despletite.

Pornind tot de la ***configuraţia în plan*** Brice (1975) distinge trei tipuri de albii:

- albii sinuoase;
- albii împletite;
- albii anastomozate.

O clasificare generală este cea care are la bază criteriul ***tipului de depozit*** în care s-au format albiile (Rădoane et al., 2001):

- albii aluviale (adâncite în aluviuni);
- albii în roca în loc;
- albii mixte.

Caracterul stabilităţii depozitelor aluviale constituie şi el un criteriu în clasificarea albiilor. Se deosebesc trei tipuri de albii:

- stabile;
- de eroziune;
- de acumulare.

O astfel de clasificare se recomandă să fie aplicată doar pe sectoare restrânse de albii, deoarece în general cele trei tipuri pot alterna frecvent în cadrul aceleiaşi albii (Mac, 1986).

După ***criteriul granulometriei depozitelor*** din albie se deosebesc următoarele tipuri de albii:

- mâloase
- nisipoase
- cu pietrişuri
- cu bolovănişuri.

Această clasificare se referă doar la dimensiunea aluviunilor şi nu la forma pe care o are albia, cu toate că în teren se observă că între natura şi tipul granulometric al aluviunilor există relaţii strânse (Mac, 1986).

În consecință după ***tipul aluviunilor*** Schumm (1977) separă albiile în trei categorii:

- albii cu sedimente de fund;
- albii cu sedimente mixte;
- albii cu sedimente în suspensie.

Unirea criteriului configurației în plan a albiei cu cel al tipului aluviunilor îi permite lui Schumm (1977) să clasifice albiile în două tipuri (fig. 6. 25):

- albiile cu un singur canal includ atât albiile drepte și cu sedimente de fund, cât și albiile meandrate cu sedimente mixte sau cu sedimente în suspensie. Albiile împletite sunt considerate și ele albii cu un singur canal, adică râuri cu aluviuni de fund, care la ape mici vor ajunge emerse sub forma unor insule aluviale. Există și posibilitatea ca unele albii singulare să fie părți ale albiilor multicanale, de fapt, cele mai multe albii sunt părți ale tipului dendritic de drenaj.

- albii multicanale sau cu canale multiple sunt acelea care curg pe o suprafață aluvială și sunt compuse din mai multe brațe. În această categorie se includ brațele deltelor, râurile care curg prin câmpii aluviale etc.

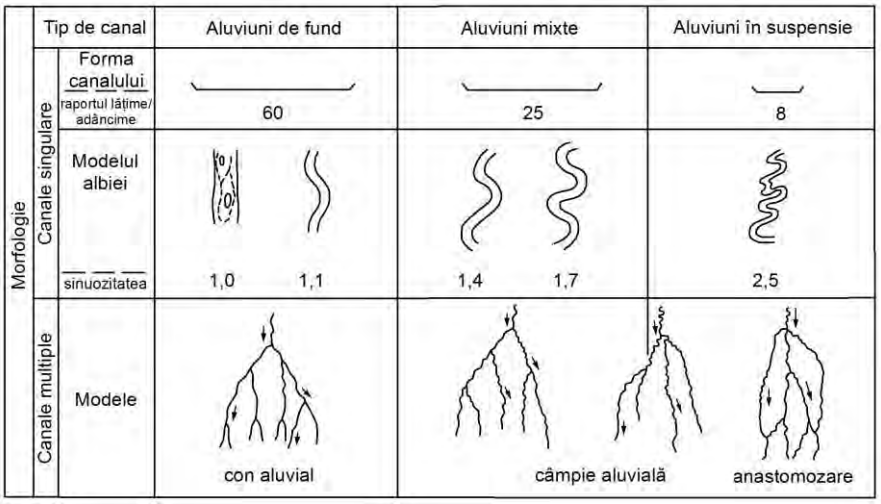


Fig. 6. 25. Tipuri de albii fluviale (Schumm, 1968, p. 1580)

În urma unor **experimente** efectuate Schumm (1977) a observat că albiile aluviale își modifică morfologia patului la același debit, tip de sedimente și dimensiune a aluviunilor, dacă încărcătura și panta cresc. Au fost propuse astfel următoarele tipuri de albii (Schumm, 1977):

- albii drepte cu lățime uniformă în care există ondulații de nisip transversale, ordonate succesiv conform direcției de curgere a apei; panta talvegului ale valori de aproximativ 0,3%;

- albii ușor meandrate, cu lățime uniformă, care au bare de aluviuni dispuse alternant, când la un mal când la altul; panta albiei are valori cuprinse între 0,3 și 0,5%;

- albii puternic meandrate, cu bare lipide de maluri și bancuri de eroziune încadrate de șuvițe de apă; panta se menține între 0,5 ș i 1,2%;

- albii meandrate cu ușoară despletire în care există bare izolate, despărțite de canale de curgere; talvegul are valori ale pantei între 1,2 și 1,5%;

- albii despletite, cu numeroase canale de curgere între care există bare izolate; panta se menține în jur de 1,5%.

O altă clasificare propusă de Schumm este cea din 1981, care a fost apoi reluată în 1985. Ea are la bază **relații de cauzalitate** între configurația în plan a albiilor, tipul aluviunilor transportate și modul de sedimentare a acestora (fig. 6. 26).

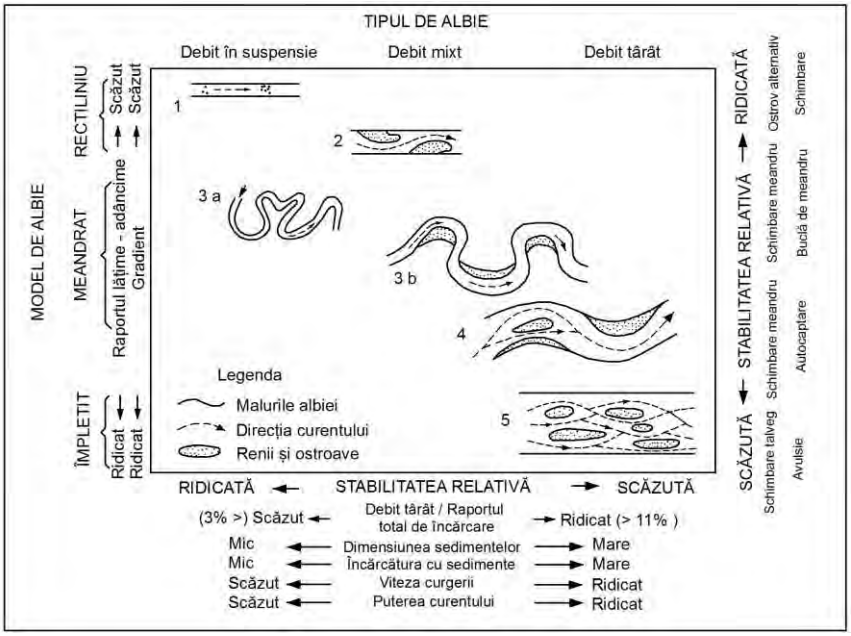


Fig. 6. 26. Clasificarea albiilor bazată pe modelul tipului încărcăturii sedimentare, cu evidențierea tipul de albie, a stabilității relative și alte variabile asociate (Schumm, 1981, citat de Schumm, 1985, p. 10)

Tipul 1. Este reprezentat de ***albiile drepte***, cu lățimi uniforme, cu pante mici, maluri stabile, formate în depozite în care predomină praful şi argila, prin care transportă cantități reduse de aluviuni. Bancurile de aluviuni din patul albiei migrează în limitele acesteia, dar fără a determina instabilități. Acest tip de albii sunt

destul de rare și se mențin stabile cu excepția cazurilor în care nu au fost create în mod artificial să fie drepte.

Tipul 2. Include ***albii sinuoase*** la nivelul talvegului, prin care se transportă cantități reduse de sedimente. Chiar dacă malurile se mențin drepte ca la tipul precedent prin ele se transportă un debit solid mixt, alcătuit din aluviuni târâte și în suspensie, din care se formează ostroave dispuse de o parte și de alta a talvegului. Înseamnă că acumularea de la un mal va fi înlocuită de eroziune, pe măsură ce ostrovul migrează spre aval.

Tipul 3. Cuprinde ***albii meandrate*** care reflectă o valoarea relativ scăzută până la moderată a transportului de sedimente, raportată la puterea totală a curentului de apă. Se deosebesc mai multe modalități de meandrare situate între două extreme: *3a – albie foarte meandrată* în care predomină debitul solid în suspensie, fapt care o face să fie mai stabilă comparativ cu subtipul următor, evoluția ei fiind spre autocaptare de meandru; *3b - albie meandrată*, mai instabilă, datorită prezenței unui debit solid mixt, în care predomină totuși debitul târât.

Tipul 4. Se referă ***albii meandrat-împletite de tranziție***. Se caracterizează prin valori mari ale debitelor solide, alcătuite predominat din nisipuri, pietrișuri și blocuri de rocă. Lățimea albiei este variabilă, dar este relativ mare în comparație cu adâncimea. Gradientul albiei este și el mare. În albie se formează bancuri de nisip și ostroave care contribuie la modificarea traseului curgerii și eroziuni de mal.

Tipul 5. Sunt ***albii împletite*** caracterizate de o valoare relativ mare a transportului de sedimente, fapt care determină prezența ostroavelor de tip romboidal. Albiile sunt foarte instabile fiind afectate de fenomenul de avulzie. La acest tip Schumm (1981) include și albiile anastomozate, care sunt mai stabile decât precedentele, datorită predominării debitului solid în suspensie. Ele nu sunt altceva decât albii împletite, varianta anastomozate.

B. Tipuri de albii

În urma aplicării unor criterii variate de clasificare a albiilor, s-a observat că cea mai apropiată clasificare de realitatea din teren, este cea care pornește de la forma sau configurația în plan, la care se adaugă și informații despre aluviunile transportate. Se ajunge astfel la o clasificare cu trei tipuri de bază: albii drepte, albii meandrate și albii împletite, cu varianta anastomozate.

Albiile drepte sunt după cum spunea Leopold și Wolman (1957) atât de rar întâlnite în teren, încât aproape că nici nu există. Tocmai de aceea referirile au început să se facă la sectoare de albii drepte, care pe o distanță de cel puțin 10 ori lățimea lor, își mențin direcția liniară. În aceste condiții albia dreaptă este doar o stare temporară în comparație cu alte tipuri, cum sunt albiile meandrate și împletite, care sunt mai degrabă o expresie a evoluției spre cea mai posibilă stare geomorfologică.

Convenţional se consideră că albiile rectilinii sunt cele care au valoarea indicelui de meandrare sub 1,1 (Schumm, 1977).

Aceste albii au caracteristici geomorfologice asemănătoare cu celelalte tipuri de albii. Se remarcă totuşi prin următoarele note de specificitate (Rădoane et al., 2001): o tendinţă uşoară de meandrare la nivelul talvegului, datorită prezenţei debitului solid, din care se depun alternativ la un mal şi la celălalt ostroave; prezenţa vadurilor şi adâncurilor, organizate după aceleaşi legităţi ca la celelalte tipuri de albii; se apreciază că la acest tip de albie nu există energie suplimentată faţă de cea necesară transportului debitului lichid, energie care să fie folosită pentru schimbarea direcţiei curgerii prin eroziunea malurilor şi migrarea albiilor.

Sub aspectul alcătuirii granulometrice, pe patul albiilor drepte sau rectilinii, predomină materialul grosier, din categoria pietrişurilor şi bolovănişurilor, pe care râul cu sinuozitate şi putere mică de transport nu-l poate mobiliza (Ichim et al., 1989).

Albiile meandrate sau sinuoase sunt acelea care, datorită unor cauze intrinseci şi extrinseci, nu îşi păstrează traseul liniar. Termenul de meandru provine de la hidronimul grecesc *maiandros* care în traducere înseamnă *fluviu din Caris*, celebru prin sinuozităţile sale (Ichim et al., 1989)

Coeficientul de meandrare. Pentru determinarea gradului de abatere a cursului de la direcţia liniară, şi încadrarea la albii sinuoase sau meandrate se calculează valoarea coeficientului de meandrare sau sinuozitate (C_m) care este raportul dintre lungimea reală a râului (L) sau a sectorului de râu analizat şi lungimea în linie dreaptă a distanţei dintre extremităţile râului sau a sectorului considerat (AB):

$$C_m = \frac{L}{AB}$$

În general valorile coeficientului de meandrare variază între 1 şi 4, sau chiar mai mult în unele cazuri (Mac, 1986). Râurile cu un coeficient de sinuozitate mai mare de 1,3 (după Chang, 1979) sau 1,5 (după Leopold şi Wolman, 1957) sunt considerate meandrate, cele cu valori între 1,1 şi 1,3 sinuoase, iar acelea pentru care valoarea este mai mică de 1,1 (Schumm, 1977) se consideră drepte. Cu cât valoarea coeficientului de meandrare este mai mare pe aceeaşi distanţă, cu atât panta albiei este mai mică.

Elementele meandrelor. Meandrele se remarcă prin câteva elemente, care ajută la caracterizarea lor: lungimea buclei (L), înălţimea buclei (h), amplitudinea – distanţa măsurată perpendicular pe lungimea meandrului, între apexurile a două bucle (A), raza de curbură sau raza arcului de cerc în care se înscrie bucla (r), lăţimea albiei (l) şi unghiul maxim dintre traseul meandrului şi direcţia medie spre aval a acestuia (ω), la care se adăugă lungimea totală pe meandru (M) (fig. 6. 27) şi adâncimea albiei (d). De asemenea, când se studiază meandrele se delimitează

și formele de relief adiacente albiei cum sunt: lobul (suprafața delimitată în interiorul buclei unui meandru) și pedunculul meandrului (secțiunea cea mai îngustă a lobului).

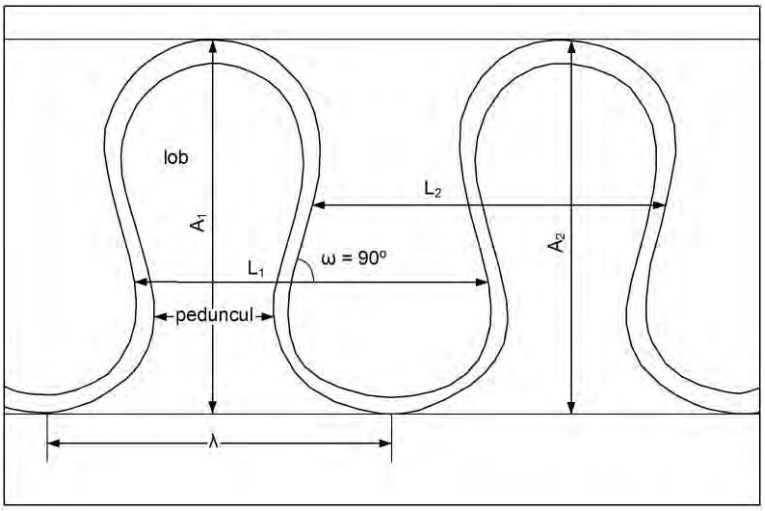


Fig. 6. 27. Elementele meandrului: L_1, L_2 – lungimea meandrelor; A_1, A_2 – amplitudinea meandrelor; λ – lungimea de undă; ω – unghiul maxim dintre traseul meandrului și direcția medie spre aval a acestuia

Studierea unei albii meandrate se face pornind de la bucla de meandru; două bucle formează un meandru, context în care mai există încă un element al meandrelor, și anume lungimea de undă (λ), care este distanța măsurată în linie dreaptă între extremitățile celor două bucle (Rădoane et al., 2001). Autorii citați menționează în continuare că, delimitarea fiecărei bucle de meandru se face se face pe baza razei de curbură, pornind de la ideea că arcele adiacente sunt legate de acestea prin segmente de linii drepte; pentru ca un segment de albie să fie buclă de meandru, coarda acesteia trebuie să fie mai mare decât raza și să nu fie de șapte ori decât lățimea albiei.

Buclele de meandru nu îi obligatoriu să apară în formațiuni compuse, ele putând fi și individuale, caz în care se disting bucle simple simetrice (au numai un segment de curbură constant), bucle simple asimetrice (au doar segmente cu o curbură constantă, dar lungimea uneia dintre corzi este mai mare decât raza) și bucle compuse (Rădoane et al., 2001).

Cauzele meandrării. În literatura de specialitate (Leopold și Wolman, 1957, Schumm, 1977, Schumm, 1981, Chorley et al., 1984, Mac, 1986, Ichim et al., 1989, Rădoane et al., 2001, Hugget, 2005, Charlton, 2008, Roșian, 2011b, Morais et al., 2016, Depret, 2017 etc.) se consideră că procesul de meandrare este cauzat de

numeroase variabile, dintre care cele mai importante sunt următoarele: debitul lichid, debitul solid, litologia, scurgerea helicoidală, panta albiei.

Debitul lichid este cel care influențează în mod direct procesul de meandrare. În funcție de valoarea debitului lichid va fi și dimensiunea elementelor meandrelor. Studiile întreprinse de Leopold și Wolman (1957) au demonstrat că lungimea meandrului este direct proporțională cu mărimea debitului.

Debitul solid, îndeosebi prin cantitatea și natura materialelor transportate, este considerat determinant în meandrare, în sensul că odată ce aluviunile descresc în cantitate și în calibru, albiile devin înguste și adânci și tind să meandreze (Mac, 1986).

Litologia influențează și ea procesul de meandrare îndeosebi prin compoziția granulometrică a depozitelor din albie. În urma experimentelor efectuate de Schumm (1977) s-a demonstrat că depozitele din albiile meandrate au un procent mai mare de praf și argilă, comparativ cu cele rectilinii și de tranziție. Autorul citat a remarcat că albiile sculptate în depozite cu procent de praf și argilă de peste 60%, au un coeficient de meandrare de peste 1,5. Se apreciază totuși că litologia nu este factor determinat, în lipsa căruia în proporțiile specificate să nu aibă loc meandrarea, deoarece ea este prezentă și la râurile care curg pe ghețari sau la curenții oceanici.

Scurgerea helicoidală a curentului de apă a fost propusă ca posibilă explicație, dar s-a ajuns la concluzia că (Leopold et al., 1964), ea nu explică relațiile fundamentale care se stabilesc între elementele morfometrice ale meandrelor, ci, cel mult procesele de eroziune și acumulare în albiile meandrate.

Panta albiei este considerată și ea determinantă în meandrare, în sensul că pantele mici o favorizează. Nu trebuie însă absolutizat nici rolul pantei, deoarece la aceeași pantă, dar la debite diferite, albiile evoluează diferit (Schumm, 1977).

După prezentarea argumentelor și contraargumentelor invocate pentru susținerea fiecărei variabile sau pentru negarea ei, se poate concluziona că fiecare variabilă poate fi considerată ca atare numai în contextul unui proces larg de interacțiune (Mac, 1986). Autorul citat notează în continuare că dintre acestea, procesul scurgerii și acțiunea mecanică asupra patului aluvial și a malurilor sunt factorii principali care dictează relieful albiilor, valoarea elementelor morfometrice (lățime, adâncime, pantă etc.), geometria în plan albiilor și stadiul de evoluție a albiilor. Valorile și caracteristicile acestora nu sunt altceva decât răspunsul diferit al substratului la acțiunea variabilelor menționate.

Evoluția meandrelor. În cadrul unei albii, canalul de etiaj prezintă numeroase sinuozități, indiferent de cât de drepte sunt malurile. Variația debitului determină abaterea curentului de apă spre stânga și spre dreapta obligându-l să interacționeze cu malurile. Din momentul în care râul are suficientă energie liberă, din mal sunt erodate și antrenate materiale. În locul acestora în mal rămâne o concavitate, față de

care curentul de apă nu mai curge paralel ci sub un anumit unghi (fig. 6. 28), favorizând în continuare eroziunea.

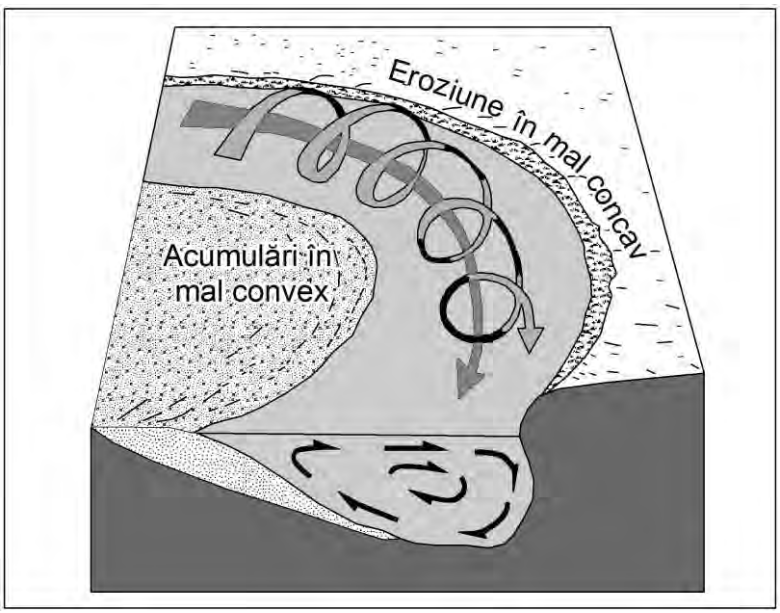


Fig. 6. 28. Traseul curenților de apă la malul concav (Ielenicz, 2005, p, 117)

Extensia laterală, din timpul formării meandrelor, are ca efect prelungirea canalului de curgere și creșterea amplitudinii meandrelor (Charlton, 2008). Pe măsură ce concavitatea din mal crește, traseul canalului de etiaj și cu el întreaga suită de procese specifice albiei minore se deplasează în aceeași direcție. La malul opus albia primește o formă convexă, unde se acumulează materialele transportate de râu, ca proces complementar celui de eroziune. Prin evoluția îndelungată în această manieră se ajunge la un traseu sinuos și apoi meandrat al albiei.

Alternanța eroziunii și acumulării la maluri se înscrie tendinței de a menține aproximativ constantă lățimea albiei. Înseamnă că volumul de material desprins din malul concav este egal cu volumul acumulărilor atașate malului convex.

Comparativ cu celelalte tipuri de albii, în cazul celor meandrate procesele și depozitele diferă numai parțial, în schimb se înregistrează diferențe mari referitor la modelarea malurilor. Se evidențiază în acest sens două tipuri de mal: concav (unde are loc eroziunea) și convex (caracterizat de formarea reniilor prin acumulare). Se ajunge astfel la migrarea meandrelor, care este definită ca fenomenul de deplasare în plan orizontal al meandrelor, indiferent de direcție – amonte, aval și lateral (Rădoane et al., 2001).

În continuare, pe fondul dinamicii diferențiate la nivelul malurilor, și anume, eroziune la **malul concav**, acumulare la cel convex, meandrele își schimbă poziția. O

dată cu aceasta are loc accentuarea buclelor meandrelor, lungirea canalului de etiaj şi micşorarea pantei albiei în profil longitudinal. În cadrul unei bucle de meandru eroziunea nu este uniformă. Porţiunea cu eroziunea maximă din malul concav este localizată uşor înspre aval de axul curburii maxime, determinând deplasarea cursul lateral şi în aval (Mac, 1976). Este vorba de un mecanism de *„autoreglare, în care se realizează legături reciproce între curentul de apă şi rocile capabile să întreţină eroziunea. În prima fază sunt legături reciproce de retroacţiune pozitivă. Astfel, izbirea curentului de malul concav are imediat două consecinţe: reflectarea curentului spre malul opus şi restrângerea suprafeţei oglinzii, ceea ce duce la accentuarea vitezelor, la eroziune, la creşterea pantei, la creşterea razei de curbură etc. după ajungerea la un stadiu ridicat de accentuare a razelor de curbură, apare o fază a legăturilor reciproce negative, când procesul începe să se stabilizeze. Creşterea meandrelor încetează, ceea ce împiedică însă alunecarea lor în josul văii, precum şi, în multe cazuri, ajustarea coridorului de meandrare şi a albiei în plan prin tăierea meandrelor”* (Mac, 1986, pp. 137 - 138).

Prin accentuarea malului concav, urmată de părăsirea malului convex, se ajunge la accentuarea buclei meandrelor şi reducerea treptată a spaţiului dintre două bucle succesive de meandru, până la forma de peduncul. Acesta din urmă poate fi cu timpul secţionat, iar cursul râului să fie îndreptat printr-o albie nouă, fenomen cunoscut sub denumirea de autocaptare de meandru sau străpungerea meandrului; el se produce îndeosebi în timpul apelor mari şi a viiturilor.

În urma unei astfel de evoluţii rezultă forme de relief specifice (Mac, 1976): *belciugul* (vechiul meandru), *popina* (porţiunea de uscat rămasă în interiorul belciugului), *pragul* (denivelarea în profilul albiei apărută în sectorul de autocaptare a meandrului) *terasele de meandru* (treptele rezultate prin adâncirea şi alungirea spre aval a buclei de meandru) (fig. 6. 29).

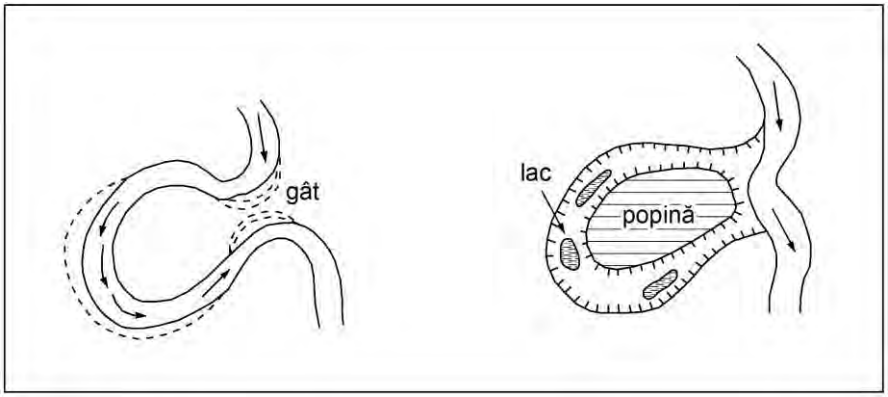


Fig. 6. 29. Captare de meandru sau autocaptare (Ielenicz, 2005, p. 123)

Răspunsul râului la autocaptare se face simţit la nivelul tuturor variabilelor implicate (panta, viteza, lungimea, lăţimea, adâncimea, raza de curbură, debitul solid

etc.), ce intră rapid într-un regim de ajustare; principala semnificație a străpungerii meandrului este variația lungimii râului, care la rândul ei influențează panta și debitul, fiind astfel *„expresia ajustării în timp lung a unui sector de albie și a râului pe toată lungimea lui”* (Rădoane et al., 2001, p. 115).

Cu toate că eroziunea de la malul concav este cea care direcționează deplasarea albiei în plan, nu trebuie neglijat ceea ce se întâmplă la **malul convex**, unde în urma procesului de acumulare a materialelor transportate se formează renia (fig. 6. 30). Alcătuirea litologică a reniei este dată de unități sedimentare discontinui și lenticulare, în care sortarea și granulometria depozitelor descrește spre amonte (Reineck și Singh, 1975, citați de Mac, 1986); în aceeași direcție se reduc și unitățile sedimentare cu stratificație încrucișată până la existența unui singur strat de inundație.

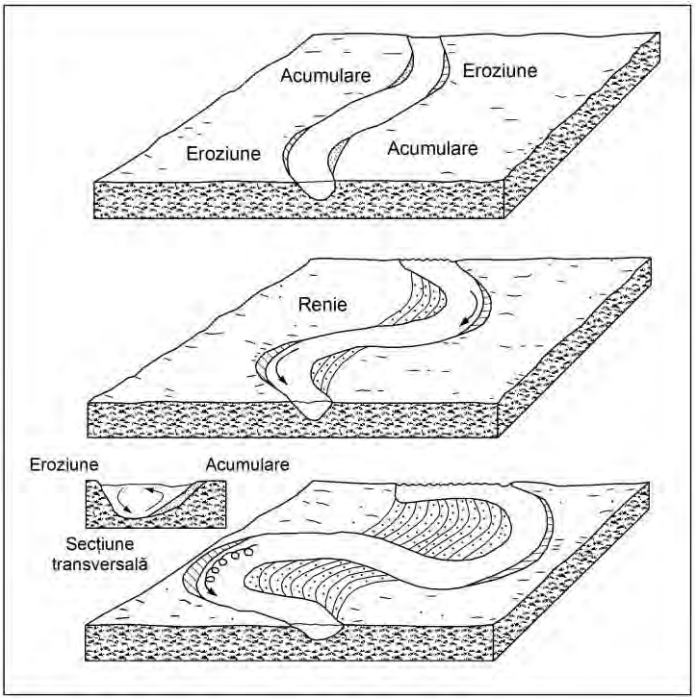


Fig. 6. 30. Evoluția meandrelor unui râu și acumularea aluviunilor (Grecu și Palmentola, 2003, p. 330)

Formarea reniilor este un proces complex care are loc etapizat. La început are loc formarea pe malul convex a unei bare longitudinale, care apoi se dezvoltă spre interior și se unește cu grindurile fluviale (Sundborg, 1956, citat de Mac, 1986); pe măsură ce se dezvoltă și altitudinal, pe suprafața reniei se depozitează numai materiale sub formă de suspensii, tinzând să se atașeze luncii. Repetarea fenomenului conduce la formarea unei succesiuni de renii dispuse terasat și vălurit (Mac, 1986), după cum râul se deplasează odată cu malul concav, care se retrage. Morfologia renilor evoluate, specifice râurilor

mari, se prezintă sub forma unei succesiuni de microdepresiuni şi coame sau bare, dispuse paralel cu malul (fig. 6. 31); şi în cazul reniilor mai puţin evoluate sau specifice râurilor cu debit mai redus, se observă aceeaşi morfologie, doar că ea este mai estompată.

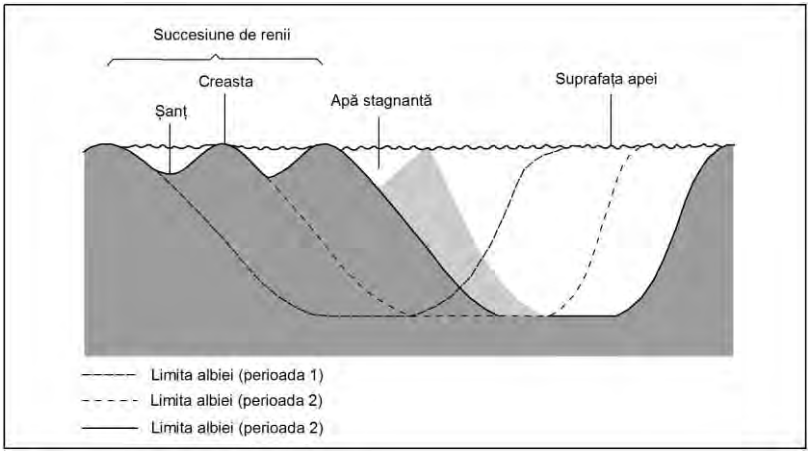


Fig. 6. 31. Renii în volute (scroll bar) formate prin migrarea laterală a râului (Ritter, 1986, citat de Rădoane et al., 2001 p. 96)

Până la realizarea unor cercetări riguroase în teren, care apoi au fost verificate pe imagini satelitare s-a crezut că meandrele migrează doar în aval, nu şi în lateral, iar în unele cazuri chiar şi în amonte. Identificarea direcţiilor de migrare de realizează prin măsurarea unghiului azimut între direcţia principală şi axa de eroziune a unui meandru; ea a fost definită de Hickin (1974, citat de Ichim et al., 1989) ca ortogonală pe renie, în lungul ei eroziunea fiind maximă.

Rata de deplasare laterală şi în aval a meandrelor este destul de variată. Ea depinde de proprietăţile depozitelor care alcătuiesc malurile, de frecvenţa debitelor medii şi îndeosebi a celor de albie plină (Mac, 1986).

Procesul de migrare a mendrelor determină variaţia permanentă a lungimii râurilor, nu doar în direcţia creşterii, ci uneori, prin autocaptări la diminuarea ei (Ichim et al., 1989). Meandrarea este astfel o expresie a tendinţei de atingere a unui echilibru dinamic, în profil longitudinal. Perioadele lungi de creştere a lungimii albiei prin meandrare, sunt compensate de perioade mai scurte când au loc autocaptări de meandru. Fenomenul are loc diferenţiat pe sectoare, pe unele dintre ele lungimea albiei creşte, în timp ce pe altele scade (Ichim et al., 1989).

În albiile meandrate şi adâncimea apei prezintă variaţii, ea fiind mai mare la malul concav şi mai redusă la cel convex. Mai trebuie menţionat că la râurile meandrate adâncimea medie a apei creşte în coturile de meandru şi scade în cea a vadurilor.

Sub aspectul localizării, meandrele se dezvoltă în interiorul albiei majore şi al luncii într-un spaţiu denumit pat sau coridor de meandrare (Mac, 1976). Alături de

acest termen se mai utilizează și cel de fâșie de meandrare, care desemnează spațiul inclus între tangentele de la exteriorul buclelor de meandrare (Rădoane et al., 2001).

Tipuri de meandre. Meandrele pot fi clasificate în funcție de multe criterii: morfologia de ansamblu a văilor, modul de dezvoltare în plan vertical și orizontal, evoluția procesului de meandrare, aspectul și numărul buclelor etc.

În raport cu morfologia de ansamblu a văilor de deosebesc (Ichim et al., 1989):

- meandrele de râu - care sunt adâncite în depozite aluvionare;

- meandrele de vale - se consideră că aparțin albiei majore; ele au un traseu mai mult sau mai puțin sinuos, însă sinuozitatea se menține surprinzător de regulată; procesul de meandrare datează încă de la începutul stabilizării văii pe traseul respectiv (se remarcă în acest sens meandrele Bistriței, Prutului, cele ale fluviului Colorado etc.).

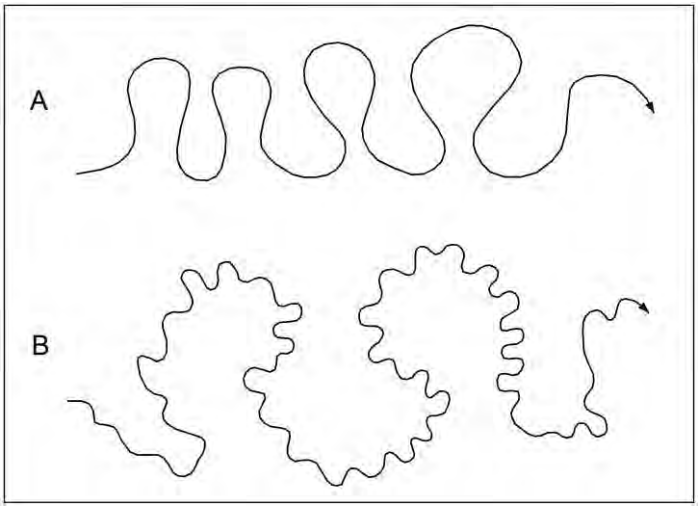


Fig. 6. 32. Meandre simple (A) și compuse (B) (Posea et al., 1976, p. 218)

În funcție de modul de dezvoltare în plan vertical și orizontal sunt (Mac, 1976):

- meandrele libere, divagante sau rătăcitoare - se formează în depozite aluviale; sunt puțin adâncite în substrat și sunt instabile; se formează în albii majore, lunci și câmpii de nivel de bază formate din roci friabile.

- meandrele încătușate - sunt adâncite în roci dure; formarea lor se punea pe seama antecedenței sau epigenezei; dezvoltarea lor a avut loc simultan cu formarea văii, care este și ea meandrată, de unde și denumirea de meandre de vale.

După modul de evoluție a procesului de meandrare se deosebește (Rădoane et al., 2001):

- meandrarea liberă - este specifică albiilor aluviale din sectoarele inferioare ale râurilor, dar cu deosebire albiilor marilor fluvii, care parcurg toate fazele de evoluție, începând cu inițierea meandrării și terminând cu autocaptărilor de meandru;

- meandrarea limitată - se aseamănă cu cea precedentă doar că este limitată în dezvoltare din cauza lăţimii reduse a culoarului de vale;

- meandrarea forţată se întâlneşte când malurile albiei sunt dificil de erodat, iar eroziunea se desfăşoară în adâncime.

După aspectul şi numărul buclelor meandrele sunt simple şi compuse, conform stadiului de evoluţie la care s-a ajuns (fig. 6. 32).

Albiile împletite sunt caracterizate de prezenţa mai multor canale (braţe) ce se reunesc şi se despart din loc în loc; pentru categorisirea lor se utilizează valorile coeficientului de împletire sau the braiding index (B_i), care este un raport între dublul sumei lungimii insulelor şi/sau a braţelor râului şi lungimea râului, măsurată de-a lungul albiei principale (Brice, 1964).

$$B_i = \frac{2[\text{suma lungimii insulelor şi (sau) a braţelor pe un sector}]}{\text{lungimea sectorului măsurat pe mijlocul albiei}}$$

Cauzele formării albiilor împletite sunt variate, aşa cum se observă în lista propusă de Fahnestock (1963): maluri uşor erodabile, variaţia rapidă a debitului lichid, debit solid abundent, granulometria depozitelor, declivitate mare a albiei, incompetenţa locală a scurgerii etc. Prezenţa vegetaţiei poate avea o influenţă considerabilă asupra stabilităţii ostroavelor, prin adăugarea unei coeziuni aparente a sedimentelor; în acelaşi timp, stabilizarea canalelor cu vegetaţie poate determina reducerea tendinţei de împletire (Selby, 1990).

Comparativ cu situaţiile din teren, datorită instabilităţii acestor tipuri de albii, ele au fost studiate cu succes, mai mult în condiţii de laborator. Concluziile care s-au desprins in urma experimentelor efectuate sunt următoarele (Leopold şi Wolman, 1957):

- împărţirea albiei în braţe s-a realizat datorită formării, în timpul apelor mari, a unui banc de nisip submers poziţionat central în albie, care ulterior a evoluat într-un ostrov emers; apariţia lui a fost cauzată de sortarea locală a aluviunilor, particulele mai mari fiind acumulate în partea centrală a albiei, loc în care competenţa a fost insuficientă pentru a le transporta; în acelaşi timp a avut loc o schimbare a geometriei secţiunii transversale care din îngustă şi adâncă a devenit mai lată şi mai puţin adâncă; ostrovul o dată format se menţine şi se transformă în insulă;

- declivitatea albiei unui sector împletit este mai mare decât al unuia unitar; ca exemplu poate fi dată situaţia râurilor est carpatice, îndeosebi Trotuş şi Putna, care traversând aria subcarpatică cu panta mare şi aluviuni grosiere, îşi răsfiră albia în mai multe braţe; pe măsură ce aceste râuri ajung la câmpie, unde panta albie este redusă şi depozitele au o granulometrie fină, ele îşi adună apele treptat într-o singură albie, al cărui traseu este puternic meandrat (Ichim et al., 1989).

În urma experimentelor efectuate s-a ajuns la concluzia că râurile împletite se află în cvasi-echilibru, el nefiind obligatoriu asociat cu procesul de agradare. S-a demonstrat

că procesul de agradare poate avea loc în condiții de pantă constantă, fără ca albia să devină împletită, chiar dacă debitul solid depășește capacitatea de transport a albiei (Ichim et al., 1989). Autorii citați menționează în continuare că, împletirea se dezvoltă prin sortare, pe măsură ce râul abandonează aluviunile care au un diametru ce nu îi mai permite să le transporte, ceea ce înseamnă că împletirea nu este cauzată de agradare, lucru verificat în teren. De exemplu, râul Chan din Noua Zeelandă, cu o albie puternic împletită, formată din șase brațe, a fost supus pe un sector de 2 km unor variații de debite între 26 și 507 m^3/s; rezultatul inițial a fost creșterea vitezei și a adâncimii apei până la realizarea unei singure albii, condiții în care structura ostroavelor nu a fost fundamental alterată, pentru ca apoi, după retragerea apelor, albia împletită a revenit aproximativ la aceeași structură, de unde concluzia că o albie împletită este morfologic mult mai stabilă decât o albie cu un singur braț (Mosley, 1982, citat de Ichim et al., 1989).

Morfologia albiilor împletite este una dominată de formațiuni denumite ostroave. Ele sunt formațiuni de pat aluvial, care au lungime de același ordin de mărime cu lățimea albiei și înălțimi de același ordin cu adâncimea medie a scurgerii care le generează (Ichim et al., 1989). Sursa citată menționează că, ostroavele se formează în toate tipurile de aluviuni, dar că cele alcătuite din prundișuri (pietriș amestecat cu nisip) predomină și au stabilitatea cea mai mare.

Ostroavele evoluează ca răspuns la schimbările în domeniul scurgerii lichide și solide, pentru a permite ajustări ale rezistenței curgerii. Poziția lor în albie este determinată de curenții de apă care se formează în albii. Cu toate că în timpul viiturilor ele suferă unele modificări, pot rămâne stabile mult timp (fig. 6. 33).

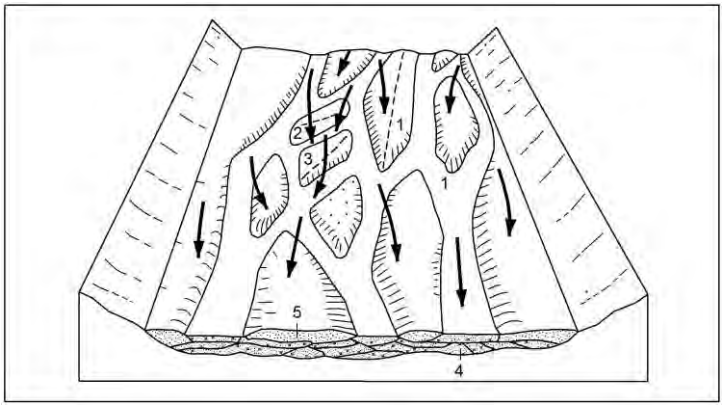


Fig. 6. 33. Morfologia și formațiunile unui curs de apă împletit. Poziția ostroavelor față de direcția de curgere: 1 – longitudinală, 2 – transversală, 3- diagonală, 4 – formațiuni de fund de albie 5 – formațiuni din ostroave (Grecu și Demeter, 1997, p. 136)

Sub aspect sedimentologic ele sunt alcătuite din două unități: platforma și supraplatforma ostrovului (Bluck, 1976, 1982, citat de Ichim et al., 1989).

- platforma ostrovului sau baza reprezintă partea înrădăcinată în depozitele grosiere ale patului albiei;

- supraplatforma sau partea expusă deasupra nivelului apei poate la ape mari să ajungă și ea submersă.

Dintre clasificările ostroavelor se remarcă cea propusă de Bluck (1976). El face distincția între ostroavele laterale (specifice albiilor sinuoase) și ostroavele mediale sau romboidale (caracteristice albiilor împletite). Fiecare ostrov are un vârf, în partea extremă din amonte, și o frunte în partea extremă din aval (fig. 6. 34). Vârful este alcătuit predominant din aluviuni de dimensiuni mari, în timp ce fruntea are în componență particule mai fine.

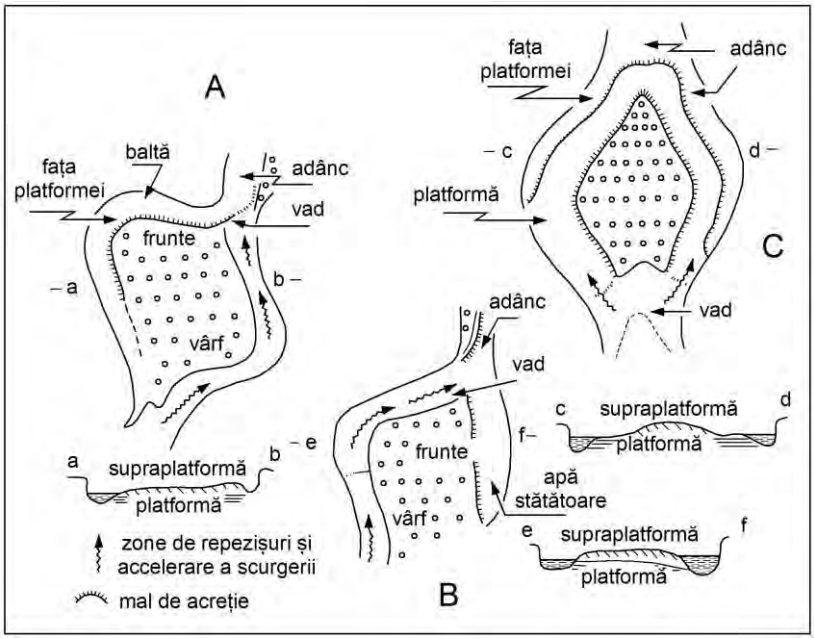


Fig. 6. 34. Terminologia ostroavelor (Bluck, 1976, citat de Ichim et al., 1989, p. 206)

Morfologia în plan a albiilor împletite este controlată de formarea ostroavelor de acumulare de tip romboidal sau median, a căror compoziție granulometrică prezintă variații de la praf și argilă, până la nisipuri, pietrișuri și blocuri de rocă (Rădoane et al., 2001).

O astfel de morfologie este posibilă doar la pante mari ale albiei și debite solide abundente, condiții în care cantitățile de aluviuni în surplus nu pot fi transportate fără să se înregistreze o creștere a debitului lichid; răspunsul albiei la tranzitul unei cantități mari de aluviuni este stocarea unei parți din acestea în ostroave, fapt care determină împletirea albiei (Ichim et al., 1989).

Albiile anastomozate, reprezintă o variantă aparte a celor împletite. Diferența este dată îndeosebi de panta mai redusă, o mai mare stabilitate a albiei, coezivitatea malurilor, transport predominant în suspensie și brațe divizate de insule acoperite cu vegetație; lățimea insulelor trebuie să fie de peste trei ori mai mare decât lățimea albiei ocupate de apă la debite medii (Ichim et al., 1989). Brațele albiilor anastomozate pot fi la rândul lor meandrate, drepte sau împletite.

Concluzii. Albiile sunt rezultatul mecanismelor care tind să ajusteze curgerea, care la rândul lor depind de pantă și secțiunea albiei. În același timp, patul albiei influențează rezistența la curgere, cu toate că acesta este strâns legat de cantitatea și caracterul sedimentelor disponibile și de cantitatea și variația debitului apei (Mac, 1986).

6.2.2.1.3. Profilul longitudinal al albiilor

Dacă până acum albiile au fost urmărite mai mult în profil transversal, nu trebuie ignorat ceea ce se întâmplă de-a lungul profilului longitudinal. Așa cum am menționat când am abordat eroziunea fluvială, profilul longitudinal este o linie în general concavă, care unește izvorul râului cu locul de vărsare a acestuia; concavitatea crește spre sectorul superior (fig. 6. 35).

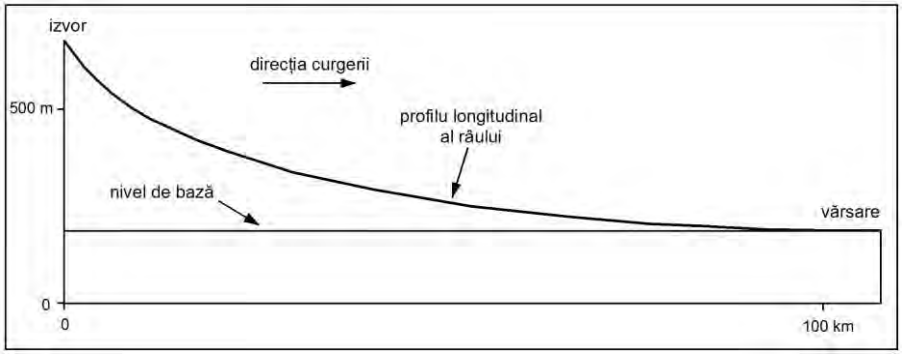


Fig. 6. 35. Profilul longitudinal al albiei

Cel care a oferit primele informații în măsură să explice forma profilului de echilibru a fost Gilbert (1877). În urma experimentelor de laborator el a observat că panta profilului longitudinal este invers proporțională cu debitul lichid. Cercetările ulterioare (Schumm, 1977; Schumm, 1981, Chorley et al., 1984, Ichim et al., 1989 etc.) s-au îndreptat asupra cunoașterii efectului pe care îl au variabilele din domeniul modelării fluviale asupra formei profilului. Variabilele care își pun amprenta asupra formei profilului longitudinal sunt: debitul lichid, depozitele în care este sculptată albia, debitul solid, climatul, utilizarea terenurilor, timpul etc.

Pentru a afla cum aceste variabile influenţează forma profilului longitudinal, au fost analizate numeroase râuri, din areale omogene litologic, fapt care a permis formularea următoarelor enunţuri (Hack, 1957; Brush, 1961, citaţi de Rădoane et al., 2001):

- în areale similare din punct de vedere geologic, forma profilelor longitudinale este similară;
- râurile care străbat teritorii alcătuite din tipuri de roci cu duritate diferită, aşa cum se întâmplă în majoritatea cazurilor, îşi dezvoltă un profil longitudinal cu discontinuităţi în arealele de contact litologic;
- variaţia declivităţii profilului longitudinal în funcţie de lungime este diferită pentru fiecare tip de rocă;
- lungimea râului nu influenţează aceste diferenţieri.

Aşadar, forma profilului longitudinal este trăsătura cea mai evidentă şi persistentă, indiferent de condiţiile climatice în care evoluează, de dimensiunea râului sau de roca în care este săpată albia (Rădoane et al., 2001).

Tendinţa generală a râurilor, fie că vorbim de marile fluvii sau de râuri temporare este aceeaşi, şi anume de realizare a unui profil longitudinal uniform. Acest fapt este posibil doar prin atingerea unui nivel de echilibru.

A. Profilul de echilibru

Indiferent de tipul de albie, tendinţa evolutivă este aceeaşi, şi anume atingerea unui profil de echilibru. Aceasta se întâmplă când *„forţele contradictorii ajung la interdependenţe care le fac să coexiste reciproc într-o desfăşurare temporo-spaţială. În concret, relaţiile mutuale sunt între patul albiei, scurgerea totală şi sedimentele transportate în acelaşi loc”* (Mac, 1986, p. 140). Practic, când eroziunea şi acumularea tind să se compenseze, râul atinge profilul de echilibru. Ele este definit ca profilul longitudinal al văii, care pentru fiecare două puncte alăturate are o pantă de echilibru, care îi permite nici să nu erodeze şi nici să acumuleze în mod sensibil; el exprimă, în fond, atingerea unui stadiu evolutiv în care râul şi-a creat o pantă ce frânează eroziunea rapidă în adâncime (Mac, 1996).

Profilul de echilibru este un concept, care a început să fie utilizat pentru desemnarea râurilor, care în evoluţia lor ajung la o formă atenuată de manifestarea a proceselor de eroziune, transport şi acumulare, lucru dovedit de o dinamică uniformă şi unitară. Atingerea unui profilul de echilibru este influenţată de: structura geologică, mişcările tectonice, condiţiile climatice, poziţia nivelului de bază, tendinţa râului de a se adapta la el şi timp.

Profilul de echilibru poate fi definit ca starea de manifestare morfohidrodinamică a unui râu, în care raportul dintre componentele sale (volumul încărcăturii, suprafaţa de distribuţie, forma şi constituţia patului, debitul) şi energie, asigură o evoluţie relativ uniformă şi unitară (Mac, 1976). El se exprimă grafic sub

formă de curbă hiperbolică, mai ridicată în amonte şi mai turtită în aval, fără rupturi de pantă (fig. 6. 35).

Dacă energia disponibilă a râului este mai mare decât cea necesară transportării debitului solid venit din amonte, pe sectorul considerat va predomina eroziunea, iar patul aluvial va coborî altitudinal; în caz contrar, când energia disponibilă este mai mică decât cea necesară pentru transportul debitului solid, se vor produce acumulări de aluviuni (Mac, 1986).

Pornind de la realitatea că din amonte spre aval debitul (Q), creşte cu o anumită cantitate (q), denumită debit specific pe lungime, ne-am aştepta ca prelucrarea albiei să se accentueze, pe măsură ce creşte capacitatea de transport a râului. Dar lucrurile nu se întâmplă aşa, din cauză că spre aval valoarea pantei scade, fapt care obligă râul să-şi consume energia pentru transportul aluviunilor în suspensie (Mac, 1986). Conforma sursei citate, se ajunge astfel la o relaţie de reciprocitate între variabilele implicate în modelarea profilului albiei, astfel încât pe ansamblu acesta poate să rămână stabil.

În teren profilul de echilibru se recunoaşte prin faptul că pătura de aluviuni de pe patul albiei este subţire, dar continuă, iar declivitatea este uniformă pe fiecare tip de sector; în locurile în care râul erodează mult înseamnă că se află deasupra profilului de echilibru, pe când în cele care aluvionează prea mult se consideră sub profilul de echilibru (Posea et al., 1976). Atingerea profilului de echilibru nu înseamnă oprirea formării reliefului fluvial, ci o evoluţie uniformă şi echilibrată.

Scoaterea râului din echilibru este posibilă fie prin creşterea locală sau pe ansamblu a pantei longitudinale (mişcări tectonice, coborârea nivelului mării etc.), fie prin creşterea generală a debitului, datorită unor schimbări climatice, de tipul celor înregistrate în Cuaternar (Ielenicz, 2005); pe fondul acestor variaţii râul se va adâncii în albia majoră, o va modela fluvial, lăsând de o parte şi de alta a ei, trepte sub formă de luncă şi terasă, a căror număr va fi în funcţie de cel al variaţiilor tectonice sau climatice.

B. Râurile în stadiul grade

Atingerea unui profil de echilibru este specifică râurilor ajunse în **stadiul grade** (at grade). Conceptul de grade se referă la condiţia de echilibru dinamic în curgerea râului, condiţii în care cantitatea de material erodat este egală cu cantitatea de material acumulată, într-o medie multisezonieră (Mac, 1986). Conceptul de grade a fost propus de Gilbert (1877), pentru ca ulterior să fie explicat de către Davis (1902) şi aprofundat de Mackin (1948). Acesta din urmă afirmă că un curs în stadiul de grade este unul în care, peste o perioadă de ani, panta este uşor ajustată pentru a asigura, cu debitul disponibil şi cu caracteristicile principale ale albiei, tocmai viteza necesară pentru transportarea încărcăturii furnizată de bazinul de drenaj; cursul de

tip grade se consideră că a ajuns în stadiul în care intervenția oricărui factor de control, va determina deplasarea echilibrului în direcția care va tinde să anihileze efectul schimbării.

Înseamnă că stadiul de grade poate fi considerat ca o formă calitativă superioară a procesului morfodinamic fluvial, termenul de grade fiind în general considerat ca sinonim cu echilibru (Mac, 1986). În acest context se apreciază că un curs care a atins profilul de echilibru este în stadiul grade. Profilul său de echilibru este redat printr-o curbă hiperbolică uniformă, accentuată în sectorul superior și descrescătoare treptat și sistematic, ca unghi în sectorul inferior.

În teren un astfel de profil se întâlnește destul de rar, deoarece echilibrul se atinge pe segmente, și nu îi obligatoriu ca pe toate să se atingă în același timp; înseamnă că râurile pot avea segmente în stadiul de grade și nongrade. Cele din urmă, caracterizate de prezența repezișurilor, cataractelor și cascadelor, sunt cele care despart segmente aflate în echilibru.

Practic fiecare segment de râu are o pantă care îi permite apei să atingă viteza necesară, pentru transportul întregului volum de material solid, care vine din amonte, pantă care este menținută neschimbată, atâta timp cât factorii de control rămân aceeași.

În aceste condiții putem vorbi de un profil grade, care poate fi interpretat ca o pantă a transportului; abaterile de la linia grade a profilului sunt apreciate ca agradare (tendința este de înălțare prin acumulare), degradare (tendința este de coborâre prin eroziune) și regradare (când modificarea profilului longitudinal are loc prin agradare și degradare simultană, în diferite locuri) (Rădoane et al., 2001). Tipul și rata de schimbare a configurației râurilor sunt controlate în mare parte de capacitatea lor de reglare, și în special de ușurința cu care albia este capabilă să își ajusteze poziția în cadrul văii (Brierley și Fryirs, 2006).

Se poate concluziona că profilul de echilibru se realizează treptat, inițial pe segmente mai scurte, pentru ca apoi să cuprindă segmente mai lungi și chiar sectoare întregi de râu (inferior, mijlociu și superior). În același timp forma profilului longitudinal este expresia stării și stadiului de evoluție a unui râu.

6.2.2.2. Luncile râurilor

Următoarea treaptă și în același timp formă de relief din cadrul unei văi este reprezentată de luncă.

Lunca râului este fâșia de teren rămasă de o parte și de alta a albiei majore, datorită organizării dinamicii fluviale la un alt nivel, mai coborât altitudinal, pe fondul adâncirii râului; pe suprafața luncii procesele de albie sunt practic inexistente, ea fiind acoperită de ape doar la debite catastrofale. Se întâlnesc în schimb procese legate de stagnarea apei în bălți, lacuri și meandre părăsite.

Pentru **formarea luncii** este necesară existența unei albii majore dezvoltate, care treptat să nu mai fie spusă modelării hidrologice, pe măsură ce râul se adâncește și își construiește o nouă albie majoră. Cu timpul, aceasta din urmă poate ajunge și ea în condiția de luncă, făcând posibilă trecerea luncii inițiale în categoria teraselor.

Formarea luncilor are loc în condițiile atingerii locale a unui stadiu de echilibru morfodinamic, când râul își concentrează energia de care dispune pentru transportul apei, al aluviunilor și pentru realizarea eroziuni la malurile concave (Ielenicz, 2005); prin migrarea meandrelor la malul convex se dezvoltă renii, care cu timpul sunt integrate luncii. Dovada cea mai evidentă a începutului maturității unui râu este tendința lui de a-și dezvolta un fund de vale plat (Strahler, 1973).

Structura luncilor. În secțiune transversală lunca are următoarea structură (fig. 6. 36):

- fundamentul - alcătuit din roci în loc, nederanjate de către modelarea fluvială;
- stratul de aluviuni grosiere - eterogen sub aspect petrografic și granulometric; elementele mai grosiere sunt localizate în vecinătatea albiei majore și a de-a lungul meandrelor părăsite; între aluviunile grosiere există și intercalații lenticulare de mâluri sau chiar nisipuri provenite din vechi grinduri și ostroave ale fostei albii (Mac, 1976);
- stratul de argilă aluvială - format pe seama aluviunilor transportate în suspensie și depuse în timpul inundațiilor;
- glacisul coluvial - este rezultatul depunerii materialelor aduse de pe versant sau de pe terase, de către ravene și torenți, la care se adaugă corpurile alunecărilor de teren care ajung până pe suprafața luncii; depozitele care alcătuiesc glacisul au o granulometrie variată și o structură haotică (Mac, 1976).

La partea superioară a acestor depozite se desfășoară procesul de pedogeneză, în urma căruia se formează soluri fertile.

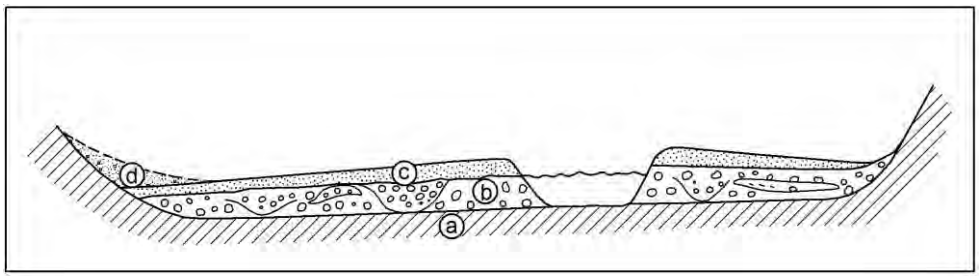


Fig. 6. 36. Structura luncii: a – roca în loc, b – pietriș aluvial, c – argilă aluvială, coluviu și conuri de dejecție (Posea et al., 1976, p. 223)

Morfologia luncilor. Cu toate că luncile se prezintă sub forma unor fâșii de terenuri joase și relativ netede, dispuse de o parte și de alta a albiei, ele au o morfologie proprie rezultată în urma proceselor de meandrare (formarea reniilor în volute), de sedimentare a materialelor aduse de viituri, de acumulare a materialelor provenite de pe versanți și terase, de intervenția ulterioară a omului etc.

Urmărită în profil transversal morfologia luncii se remarcă printr-o accentuare pozitivă în vecinătatea albiei, determinată de aluvionările de la viituri, care au depus sedimentele sub formă de grinduri de mal (Mac, 1976); alături de aceasta sunt şi alte forme pozitive prezente sub formă de martori, proveniți din foste insule, ostroave, fragmente de terase de luncă rezultate din dedublarea acesteia etc. Se adaugă apoi şi forme negative care nu sunt altceva decât vechi albii părăsite, meandre abandonate.

Luate împreună, elementele morfologice ale luncilor permit separarea în profil transversal a trei porțiuni distincte (fig. 6. 37):

- *lunca internă* - se află în apropierea albiei şi este alcătuită preponderent din grinduri laterale;

-*lunca centrală* - în cuprinsul căreia se remarcă meandre părăsite, resturi din vechile ostroave şi locuri în care stagnează apa provenită din precipitații;

- *lunca externă* - localizată la contactul cu versantul sau terasele fluviale, are în componență şi materiale coluvio-proluviale, formate în urma alunecărilor de teren şi a drenării formelor de relief de la partea superioară a luncii.

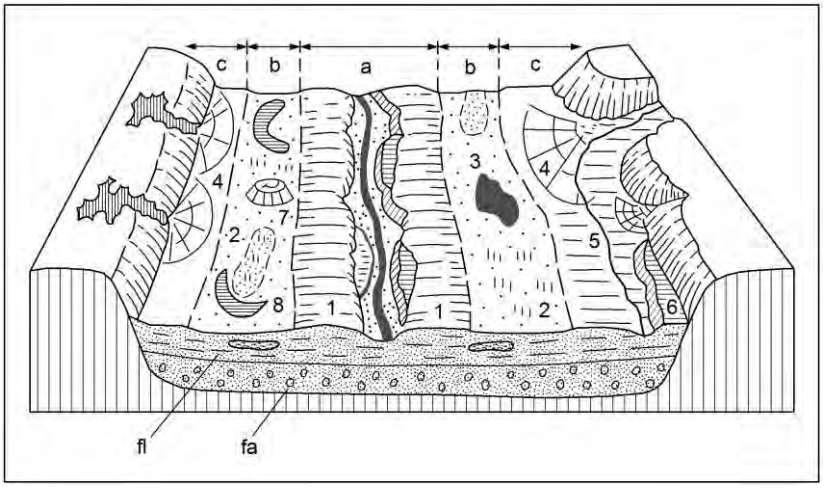


Fig. 6. 37. Lunca şi subdiviziunile ei: a – lunca internă; b – luncă centrală; c – lunca externă; elemente morfohidrografice: 1. grinduri; 2. Microdepresiuni mlăştinoase; 3. lacuri; 4. conuri de dejecție; 5. curs paralel cu râul principal; 6. terasă; 7. popină; 8. meandru părăsit; fa – facies de albie; fl – facies de luncă (Coteț, 1971, p. 223)

În profil longitudinal, cu toate că lățimea luncii ar trebui să crească dinspre amonte spre aval, o dată cu creşterea debitului, se observă existența unor abateri de la această regulă. Ele sunt introduse în special de litologie, structură, mişcări tectonice, diferențieri climatice, intervenții antropice etc. Se ajunge ca în amonte de sectoarele de chei şi defilee, unde râurile aluvionează intens, luncile să fie mai late. Din contră în chei şi defilee, unde predomină eroziunea pe verticală, luncile sunt foarte înguste sau lipsesc.

Luncile sunt simetrice, atunci când râul curge printr-o albie poziționată pe axul luncii, sau asimetrice, când sunt dezvoltate doar pe unul dintre maluri.

6.2.2.3. Terasele fluviale

Terasele fluviale sunt forme de relief cu aspect de trepte alungite, prezente în cadrul văilor. Ele nu sunt altceva decât foste lunci, care în urma adâncirii râului și stabilizării lui la alt nivel rămân suspendate sub formă de trepte.

Geneza lor se leagă de dinamica albiilor și evoluția luncilor. După formarea luncii râul se poate adâncii, în conformitate cu un nou nivel de bază, și își creează o nouă albie majoră. Dacă râul continuă să se adâncească, aceasta din urmă ajunge și ea la stadiul de luncă, comparativ cu care, lunca inițială apare suspendată, sub formă de terasă. Trebuie reținut că fiecare luncă nouă se formează spațial în detrimentul celei vechi (fig. 6. 38).

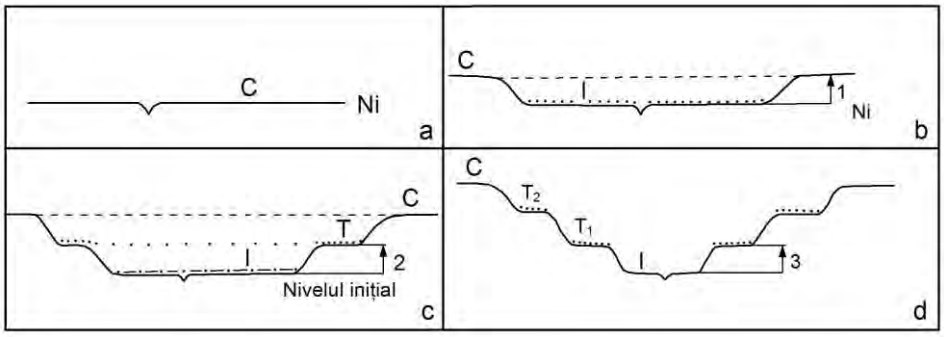


Fig. 6. 38. Etape succesive (a, b, c, d) în formarea teraselor fluviale sub influența mișcărilor epirogenetice pozitive; a – nivelul inițial (Ni), câmpul (C); b – înălțarea 1, duce la sculptarea primei văi cu lunca 1; c – înălțarea 2, duce la transformarea fostei lunci în terasa T și la apariția unui nou nivel inițial, a unei lunci; d – înălțarea 3 duce la transformarea fostei lunci în terasa I-a, (T_1), a fostei terase din faza c în T_2 și la apariția unei lunci, l (Ilie, 1973, p. 31)

Terasa este astfel o formă de relief rezultată din dominarea ritmică a eroziunii laterale cu cea în adâncime și nu o formă de acumulare (Rădoane et al., 2001), chiar dacă la partea ei superioară există depozite de aluviuni formate prin sedimentare, când terasa funcționa ca albie majoră.

Legat de condițiile locale fenomenul se poate repeta existând într-un culoar de vale până la 3 - 4 terase, iar în cazuri excepționale chiar mai multe (8 - 12). Ele sunt dispuse etajat și se mai numesc și terase ciclice.

Elementele terasei. O terasă fluvială are câteva elemente distincte (fig. 6. 39): ***podul terasei*** (suprafața relativ netedă a luncii care a ajuns suspendată sub formă de terasă), ***fruntea terasei*** (planul înclinat ce separă podul de suprafața luncii actuale sau de podul terasei situată mai jos altitudinal), ***muchia terasei*** (linia rezultată din

intersecția podului cu fruntea) și ***țâțâna terasei*** (linia ce indică intersecția podului terasei cu forma imediat superioară altitudinal, care poate fi o altă terasă sau un versant).

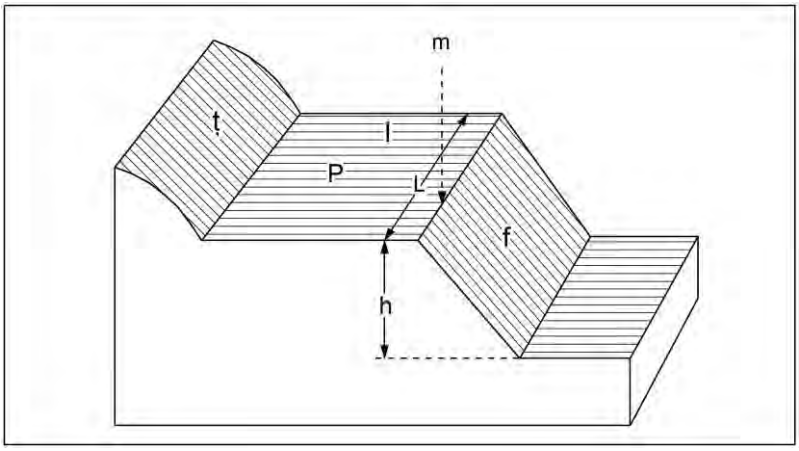


Fig. 6. 39. Elementele morfologice ale terasei: P – pod, f – frunte, m – muchie, ț – țâțână, L – lungime, l – lățime, h – înălțime (Mac, 1976, p. 200)

Structura teraselor este asemănătoare cu cea a luncilor din care au provenit și anume: un fundament alcătuit din rocile in situ, peste care urmează un strat de aluviuni alcătuit din pietrișuri rulate, pentru ca la partea superioară să existe un orizont de argilă aluvială, sedimentată în faza când podul terasei funcționa ca albie majoră și apoi ca luncă (Mac, 1976). Alături de acestea, la contactul cu versanții sau cu o terasă superioară, se găsesc depozite coluviale datorate scurgerii pe versant și alunecărilor de teren. La partea superioară a depozitelor ce intră în componența teraselor se formează soluri fertile. Dacă de pe terasele sculptate în roca în loc lipsesc orizonturile cu aluviuni, înseamnă că au fost îndepărtate ulterior prin eroziune.

Pentru cunoașterea structurii teraselor trebuie căutate aflorimente, iar dacă acestea lipsesc este necesară realizarea de foraje (Ilie, 1973).

Cauzele formării teraselor. S-a menționat anterior că geneza teraselor este legată de dinamica albiilor, care pe de o parte aluvionează și construiesc depozite, iar pe de altă prin adâncirea râurilor le lasă suspendate sub formă de lunci și terase. Întrebarea care se pune este: cine controlează dinamica albiilor?

Răspunsul la această întrebare trebuie căutat în evoluția întregului bazin hidrografic din care face parte și râul în culoarul căruia s-au format terasele. La urma urmei cauzele care dictează evoluția într-o anumită direcție a suprafeței bazinului hidrografic sunt cele care stau la baza genezei teraselor.

Dintre cauzele formării teraselor se remarcă următoarele: mișcările eustatice, schimbările climatice și mișcările tectonice.

Mișcările eustatice se referă la oscilația nivelului mărilor și oceanelor. Efectul lor este schimbarea poziției nivelului de bază, iar în funcție de sensul schimbării în cadrul albiilor va predomina eroziunea sau acumularea. De exemplu, când are loc coborârea nivelului de bază, eroziunea pe verticală se accentuează, râul se adâncește în detrimentul albiei majore pentru a se stabiliza la un alt nivel. Consecința este rămânerea fostei albii majore sub forma unei trepte, în cadrul culoarului de vale, care nu reprezintă altceva decât lunca râului. Repetarea fenomenului, adică o nouă adâncire a râului și stabilizarea albiei la alt nivel altitudinal, determină formarea unei noi lunci în detrimentul primei, care trece în categoria teraselor.

Formarea teraselor eustatice începe de la vărsare spre amonte, altitudinea lor relativă scăzând în același sens, după cum are loc propagarea decalată a eroziunii regresive. Înseamnă că terasele eustatice se întâlnesc în general în câmpiile de nivel de bază (Mac, 1976); ele sunt divergente în aval și convergente în amonte.

Schimbările climatice intervin și ele în procesul de formare a teraselor fluviale, îndeosebi prin modificarea modului de lucru a agenților externi, cei care controlează raportul debit lichid – debit solid. Astfel de schimbări determină scoaterea râului din echilibru, pentru ca ulterior el să se stabilizeze la un nou profil, ceea ce înseamnă formarea unei noi albii majore.

Cel mai bine efectele lor se simt atunci când ele se manifestă prin alternanța unor perioade cu răcire cu unele de încălzire, așa cum s-a întâmplat în Cuaternar.

Schimbările climatice de amploare au efect, în primul rând, asupra nivelului mărilor și oceanelor, care în perioadele mai reci scade, pe măsură de cantități impresionante de apă rămân stocată pe continente, sub formă de calote și ghețari montani, iar în cele mai calde crește, prin topirea acelorași mase de gheață. De asemenea, ele influențează dinamica albiilor și a versanților de pe care provin sedimentele care alcătuiesc terasele.

Luate împreună toate aceste schimbări climatice, dar mai ales desfășurarea ciclică a lor, așa cum s-a întâmplat în timpul Cuaternarului, când a avut loc o succesiune de glaciare și interglaciare, au permis acumulări în albiile majore și adânciri succesive ale râurilor. Schematic lucrurile se desfășoară în felul următor: în interglaciar, pe măsură ce are loc trecerea de la un climat uscat și mai cald spre unul mai rece și mai umed, caracteristic glaciarului care urmează, are loc creșterea debitelor și a aluvionării în albiile majore; procesul continuă și la începutul glaciarului pe măsură ce cantitatea de aluviuni crește, ca rezultat al intensificării dinamicii proceselor geomorfologice de pe versanți; în continuare, după ce este atins maximul glaciar, climatul devine mai arid pe măsură ce se apropie un nou interglaciar, fapt care determină scăderea debitelor râurilor și a intensității proceselor de pe versant; chiar dacă debitele sunt mai scăzute, reducerea cantității de aluviuni transportate le conferă energie liberă pe care o vor folosi pentru a eroda, lucru soldat cu adâncirea lor; efectul adâncirii este părăsirea albiei majore care ajunge în condiția de luncă; repetarea

oscilației climatice, adică venirea unui nou glaciar urmat de un alt interglaciar, va determina la finalul celui de-al doilea ciclu formarea unei noi lunci în detrimentul celei existente, care trece în categoria teraselor. Analizate la nivel local terasele prezintă diferențieri dictate de debitele râurilor, rocile în care sunt sculptate, dinamica proceselor de pe versant etc.

Formarea teraselor datorită schimbărilor climatice începe dinspre amonte spre vărsare. Păstrarea teraselor din ciclurile anterioare depinde de amploarea ultimului ciclu, care îl poate sau nu acoperii pe cel anterior (Mac, 1976).

Schema de formare a teraselor, care are la bază alternanța condițiilor climatice, se aplică îndeosebi pentru râurile din zonele temperate.

Nu trebuie neglijat faptul că schimbările climatice pot interfera cu mișcările eustatice, mai ales dacă ne gândim că una dintre consecințele variației nivelul oceanelor și al mărilor îl constituie răcirile și încălzirile climatului.

Se pune astfel problema raportului dintre terasele climatice și cele eustatice. În perioadele glaciare se acumulează materiale în sectorul superior al râurilor, în timp ce în partea din aval râul se adâncește conform noului nivel de bază aflat în coborâre (Mac, 1976); înseamnă că terasele de natură climatică din amonte se pot interfera cu cele eustatice din aval. În interglaciare are loc diminuarea acumulării în sectorul superior, comparativ cu cea din sectorul inferior, care este stimulată de ridicarea eustatică a nivelului de bază. Se ajunge în aceste condiții la extinderea teraselor eustatice din aval, în detrimentul celor climatice (Mac, 1976).

Mișcările tectonice, indiferent că vorbim de cele epirogenetice, orogenetice sau izostatice, influențează și ele geneza teraselor.

În timpul mișcărilor epirogenetice pozitive, care afectează suprafețe de talia continentelor, se formează terase prin adâncirea râurilor, care tind să se adapteze noului nivel de bază, rămas la același nivel, comparativ cu suprafața bazinul hidrografic, care ajunge să se ridice împreună cu blocul continental.

Mișcările orogenetice condiționează și ele geneza teraselor îndeosebi în fazele de ridicare când are loc adâncirea râurilor și ajungerea albiei majore la stadiul de luncă, iar lunca preexistentă trece în categoria teraselor. În timpul fazelor de stabilitate are loc aluvionarea albiilor majore. Mișcările orogenetice fiind ritmice, se formează serii de terase.

Clasificarea teraselor. Dintre criteriile cele mai utilizate în clasificarea teraselor se remarcă următoarele:

- criteriul genetic: terase eustatice, climatice, tectonice, mixte etc.;
- criteriul structurii depozitelor: terase în rocă in situ și terase în aluviuni (fig. 6. 40);
- criteriul poziției în profilul longitudinal: convergente spre amonte, convergente spre aval, paralele, în foarfece, deformate disjunctiv, deformate plicativ etc.;
- criteriul poziției în profil transversal: terase simetrice și asimetrice.

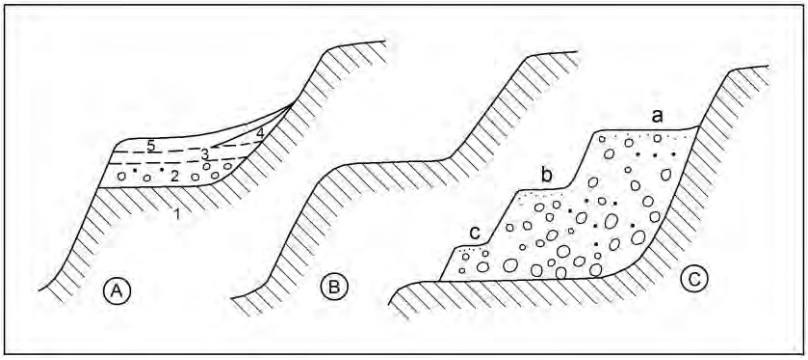


Fig. 6. 40. Structura teraselor: A – terasă aluvială (1 – strat de roci în loc, 2 pietriș de terasă, 3 – argilă aluvială, 4 coluvii, 5 - sol), B – terasă în rocă, C – terase în aluviuni (a – aluvionară, b și c – retezate în aluviuni) (Posea et al., 1976, p. 225)

Altitudinea teraselor se măsoară pornind de la albia minoră a văii. Măsurarea teraselor din cadrul unei văi permite obținea unei scări a teraselor. În cadrul acesteia pot fi identificate serii de terase cu geneză asemănătoare.

De asemenea, se pot realiza corelații între valorile altitudinale ale teraselor din bazine hidrografice sau unități regionale.

De exemplu, pentru Depresiunea Transilvaniei se remarcă următoarele altitudini relative ale teraselor: lunca sau t_1 2-3 m, t_2 6-12 m, t_3 15-2 m, t_4 30-40 m, t_5 50-55m, t_6 70-75 m, t_7 90-110 m, t_8 130-140 m, t_9 160-200 m (Savu et al., 1973).

Corelarea teraselor, sub aspect altitudinal în profil transversal, are ca scop reconstituirea fazelor ciclice de evoluție pe văile principale și pe afluenții acestora. Doar printr-un astfel de demers se poate înțelege geneza tuturor teraselor de pe râuri diferite dintr-un teritoriu mai vast (Depresiunea Transilvaniei, Podișul Moldovei, Carpații Orientali etc.).

Numerotarea teraselor se poate face fie cronologic, pornind de la cea mai veche terasă spre cea mai nouă, fie altitudinal, de la terasa cu cea mai mică altitudine relativă, spre cele cu altitudine mai mare, adică invers cronologic genezei lor.

În practică se utilizează clasificarea care ține cont de altitudinea relativă a teraselor. Astfel, terasa situată la cea mai mică altitudine se numește terasa întâi (t_1), iar cele care urmează terasa a doua (t_2), a treia (t_3) ș.a.m.d. Când are loc numerotarea teraselor, pentru a elimina unele neclarități induse de stadiul de evoluție al luncii, aceasta din urmă se numerotează ca terasa întâi.

Numerotarea teraselor în ordinea formării sau cronologică este mai dificilă, deoarece o terasă cu cât este mai veche cu atât este mai dificil de recunoscut în teren. Deoarece terasele mai vechi sunt afectate de eroziune ele sunt mai greu de identificat, aspect care determină de multe ori includerea, în cadrul teraselor, prin analogie morfologică, a unor forme de relief cu aspect asemănător, dar cu geneză cu totul diferită, de obicei de natură structurală.

Concluzii terase. Prin modul lor de formare și păstrare în cadrul culoarelor de vale, atent studiate, terasele oferă informații prețioase despre evoluția reliefului fluvial, permițând reconstituirea vechilor profile de vale și a vechilor trasee ale rețelei hidrografice. În același timp, modul lor de formare și structura depozitelor de terasă permit stabilirea condițiilor climatice și tectonice, din momentul începerii genezei lor și până au ieșit de sub influența directă a râului, a cărui dinamică le-a generat.

6.2.2.4. Conurile aluviale

Atât râurile cât și torenții, în locurile în care debușează, depun aluviunile pe care le transportă, datorită schimbării rapide a gradientului de curgere, proces în urma căruia se formează conuri aluviale. Ele se formează îndeosebi la contactul dintre unitățile montane și teritoriile mai joase din proximitatea lor, așa cum sunt depresiunile, câmpiile sau marile culoare de vale (fig. 6. 41). Conuri aluviale, de dimensiuni mai reduse, se pot forma și la contactul dintre versanți și lunci sau terase, precum și la confluența râurilor de diferite ordine (Mac, 1976).

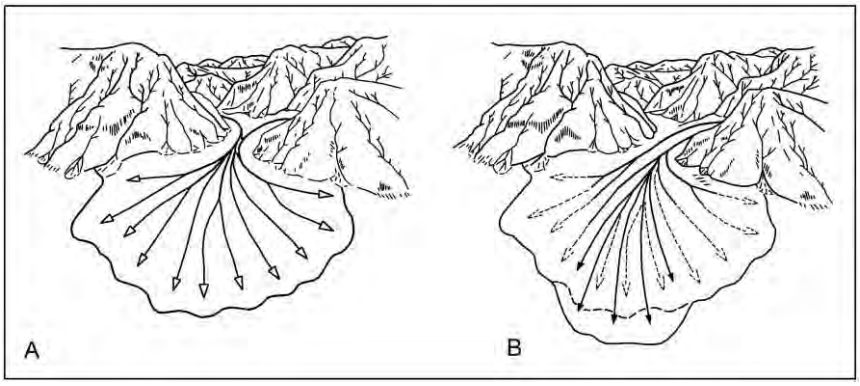


Fig. 6. 41. Formarea și evoluția unui con aluvial, Yukon, Alaska (Virtual Geomorphology, citat de Rădoane et al., 2001, p. 144)

Conurile aluviale sunt mai extinse decât conurile de dejecție, pe care le formează torenții, deși caracteristicile morfometrice și genetice sunt destul de asemănătoare (Rădoane et al., 2001).

Depozitele din conurile aluviale au o textură variată, materialele grosiere fiind depuse în apropierea locului de debușare, iar cele mai fine spre extremități. Se ajunge astfel ca în profil longitudinal conurile aluviale să fie concave, iar în profil transversal convexe.

Conurile aluviale se pot dezvolta individual sau pot apărea sub forma unor succesiuni de conuri etajate și îngemănate lateral, conducând la geneza unor forme de relief complexe de tipul, glacisurilor aluviale.

Glacisul aluvial se formează prin îngemănarea conurilor adiacente de la baza unui versant sau abrupt montan. Este o formă de relief specifică teritoriilor din climatul temperat și subtropical.

6.2.2.5. Piemonturile

Piemonturile sunt acumulări ale materialelor transportate de râuri, formate la contactul dintre unitățile montane și cele mai joase altitudinal din proximitate. Se prezintă sub forma unor suprafețe plane cu declivitate de 1 – 7° și sunt specifice zonei temperate și mediteraneene (Rădoane et al., 2001).

Morfologic piemonturile sunt niște câmpuri netede, mai mult sau mai puțin înclinate, alcătuite din aluviuni, care se extind pe zeci sau chiar sute de km la poalele munților, făcând racordul între aceștia și zonele mai joase din față (Posea et al., 1976). Termenul de piemont are atât înțeles morfologic (poala sau piciorul muntelui – pied-mont), cât și genetic (format predominat prin acumulare).

Piemonturile se formează pe fondul proceselor geomorfologice care au loc în cele două unități de relief (fig. 6. 42). În unitatea montană, aflată în ridicare, râurile erodează în tendința de a o nivela, iar în șesul cvasiorizontal, unde pantele sunt extrem de mici are loc depunerea aluviunilor; sunt două procese contradictorii care solicită un echilibru morfodinamic (Ielenicz, 2005).

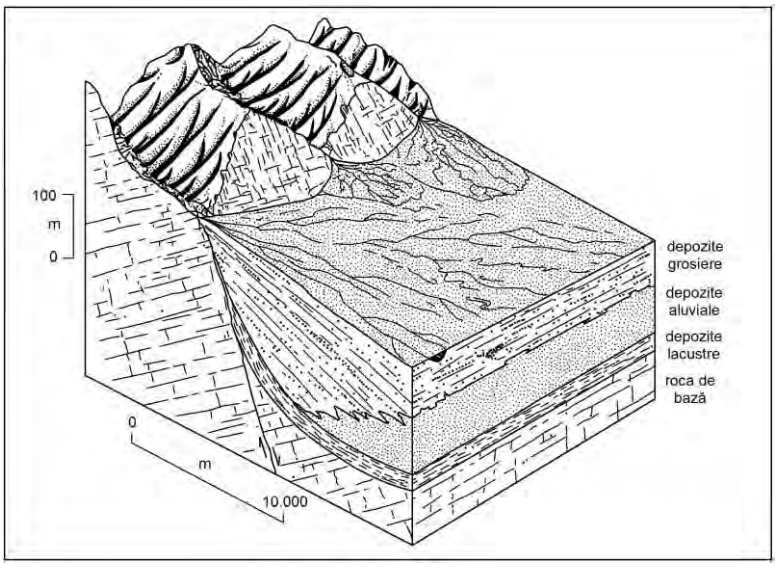


Fig. 6. 42. Formarea structurilor piemontane (Chorley et al., 1984, p. 342)

Piemontul nu reprezintă o unitate sau un tip de relief inițial, precum este muntele și câmpia, la contactul cărora se formează, ci este o formă construită ulterior, ca efect

al echilibrării profilului de scurgere între cele două unități de relief (Posea et al., 1976). Edificarea sa are loc atât în detrimentul unei părți din câmpie, pe care o fosilizează cu depozite specifice, cât și în detrimentul muntelui (fig. 6. 43), de unde sunt erodate și aduse aluviunile, și pe rama căruia piemontul înaintează uneori (Posea et al., 1976).

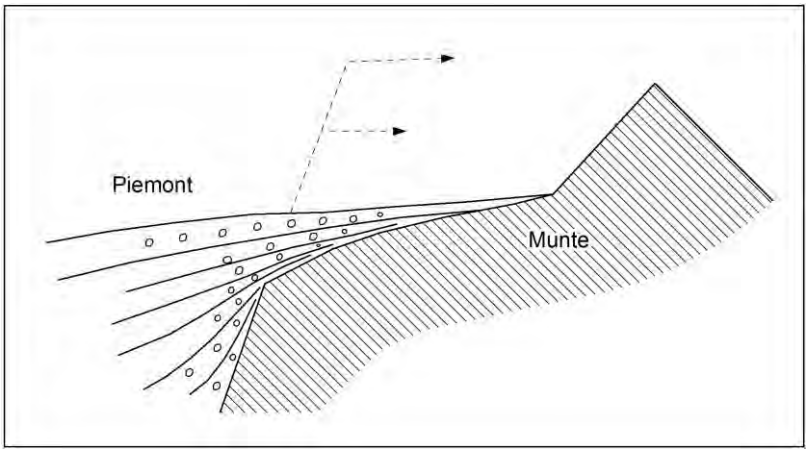


Fig. 6. 43. Fosilizarea ramei muntoase de către piemont (Posea et al., 1976, p. 252)

Formarea piemonturilor. Pentru formarea lor trebuie îndeplinite câteva **condiții** de natură tectonică, geomorfologică, climatică etc.

Condițiile tectonice sunt cele care mențin o denivelare semnificativă între munte și teritoriile înconjurătoare, pe suprafața cărora se acumulează aluviunile care vor constitui piemontul. Existența unor diferențe de nivel de câteva sute de metri între compartimente determină condiții morfodinamice favorabile construirii piemontului. Legătura între munte și teritoriile mai joase altitudinal se face prin intermediul râurilor. Ele pe de o parte erodează la munte, iar pe de altă parte depun aluviunile în teritoriile la poalele lui.

De cele mai multe ori, dacă este să mă refer la piemonturile deja formate, la baza muntelui sedimentele se depun în unități lacustre sau maritime, fără ca piemontul să se reliefeze încă. Pe măsură ce acumulările depășesc nivelul apei începe construirea piemontului emers (Mac, 1976). Formarea lui poate fi grăbită de o înălțare a muntelui care să antreneze și suprafața pe care are loc sedimentarea. Ridicarea acesteia determină regresiuni și acumularea terigenă a materialelor.

Continuarea mișcării de ridicare a muntelui asigură râurilor energia necesară pentru eroziune și evacuare, în sectorul superior și mijlociu. La ieșirea din munte, pe măsură ce panta albiei scade, energia de transport al râurilor se diminuează și are loc depunerea aluviunilor până la individualizarea completă a piemontului.

Structura piemontană nu rămâne intactă, deoarece cu timpul râurile care au construit-o, dacă condițiile tectonice se mențin favorabile, și anume continuarea

ridicării teritoriului, se vor adâncii transversal în ea, o vor fragmenta inclusiv prin intermediul afluenților care o vor detașa de munte.

Condițiile geomorfologice se referă la relieful preexistent. Unitatea montană de pe care provin aluviunile trebuie să fie extinsă pentru a permite organizarea unei rețele hidrografice ramificate, care să evacueze materialele pregătite de agenții externi, pentru a forma piemonturi la debușarea din munte.

Condițiile climatice cele mai favorabile sunt cele care favorizează un regim hidrologic torențial. Ploile îi bine să fie rare, dar cu un volum mare, iar în intervalul dintre ele să fi secetă. Prezența unui sezon secetos contribuie la intensificarea dezagregării, în urma căreia rezultă materiale care pot fi transportate de scurgerea apei pe versanți și prin albii. De asemenea, lungile perioade secetoase determină ca învelișul vegetal să nu fie unul consistent, favorizând și el desprinderea și transportul materialelor dezagregate. Astfel de condiții se întâlnesc în climatul mediteraneean, semiarid și musonic (Mac, 1976).

Climatul mediteraneean s-a dovedit până în prezent cel mai favorabil genezei piemonturilor. Dovadă stau piemonturile tipice care sunt localizate la nord de Marea Mediterană, și anume piemonturile subalpine. Condițiile climatice specifice au fost completate de condiții tectonice favorabile (înălțarea orogenurilor alpine și subsidențe continui în bazinele de lângă ele).

Climatul musonic fiind caracterizat de alternanța sezonieră a perioadelor secetoase cu cele ploioase, asigură o morfogeneză activă sub aspectul genezei piemonturilor.

Climatul semiarid favorizează mai puțin geneza piemonturilor extinse, dar asigură în schimb condiții pentru pedimente și glacisuri.

Când sunt îndeplinite condițiile anterior menționate, **formarea piemonturilor are loc în două etape**: structogenetică sau tectonică și morfologică (Mac, 1976).

Etapa structogenetică este cea în care are loc acumularea materialelor și formarea structurii tipice piemontane. Această etapă are două faze: a acumulărilor submerse și a înălțării unității montane.

Faza acumulărilor submerse este cea în care râurile transportă cantități semnificative de materiale pe care le depun submers, dar pe alocuri și emers, în unitățile lacustre sau maritime de la baza unității montane. În urma sedimentării se formează faciesuri grezoase și conglomeratice de litoral (Mac, 1976). Această fază nu este obligatoriu să fie continuă, deoarece ea poate fi întreruptă de mișcări tectonice sau schimbări climatice.

Faza înălțărilor debutează cu ridicări de amploare în unitatea montană, care afectează și bazinul de sedimentare, unde au loc regresiuni. Materialele aduse de râuri ajung să se depună emers, sub forma unor conuri piemontane cu raze mari, care urmăresc linia țărmului în retragere (Mac, 1976).

Prin atingerea acestui stadiu, piemontul se îndreptă către faza construcției finale evidențiată nu atât de suprafața acumulărilor, cât de aspectele morfologice și caracterul depozitelor acumulate.

Morfologia tipică de piemont se impune prin evazarea conurilor de împrăștiere, închiderea depresiunilor dintre conuri, declivități reduse ale suprafețelor și restructurarea în plan a rețelei hidrografice, care începe să se adâncească, sub ultimul nivel de acumulare (Mac, 1976).

Caracterul depozitelor acumulate atestă stadiul de piemont sau de câmpie piemontană, prin formarea unor cuverturi de pietrișuri fine, argile luturi și nisipuri, depozite care atestă retragerea apelor în albii adâncite în acumulările piemontane (Mac, 1976).

Etapa morfologică debutează din momentul în care în structura piemontană încep să domine procesele de modelare specifice agenților geomorfologici externi. Această etapă are următoarele faze: conservării piemontului, desprinderii piemontului de munte, fragmentării longitudinale, fragmentării transversale și faza fragmentării totale.

Faza conservării piemontului, după cum îi spune numele, se caracterizează menținerea formei inițiale a piemontului. În această fază, chiar dacă a început modelarea structurii piemontane de către agenții externi, mai au loc depuneri piemontane mai ales pe marginile exterioare și la contactul cu muntele.

Faza desprinderii piemontului de munte începe din momentul în care râurile ce coboară din munte, încep să erodeze la contactul dintre depozitele friabile ale structurii piemontane și cele mai dure ale unității montane. În urma eroziunii îndelungate la contactul dintre munte și piemont se formează depresiuni alungite, drenate de râuri subsecvente. Prin lărgirea în continuare a acestor depresiuni are loc separarea piemontului de munte (6. 44).

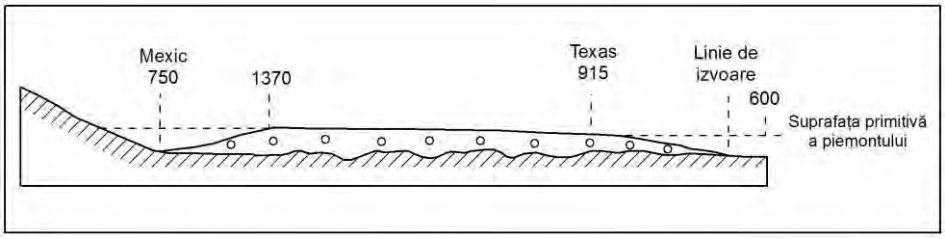


Fig. 6. 44. Desprinderea piemontului de munte
(Johnson, 1932, citat de Posea et al. , 1976, p. 254)

Tot în această fază, văile principale inițiale, care și-au menținut cursurile în piemont, se prezintă sub forma unor culoare de vale bine dezvoltate. Ele despart interfluvii cu aspect de platouri piemontane (Mac, 1976).

Faza fragmentării longitudinale a piemontului are loc fie datorită ridicării tectonice a unității montane, fie datorită coborârii nivelului de bază, condiții în care râurile se adâncesc puternic în piemont, reușind să secționeze întreaga acumulare piemontană. În același timp, văile fiind sculptate în depozite friabile piemontane se lărgesc foarte mult, încât între râuri rămân interfluvii late și alungite denumite doaburi (Mac, 1976). Cu timpul aceste platouri se îngustează în detrimentul văilor care devin și mai largi, ajungând la stadiul unor creste sinuoase (fig. 6. 45).

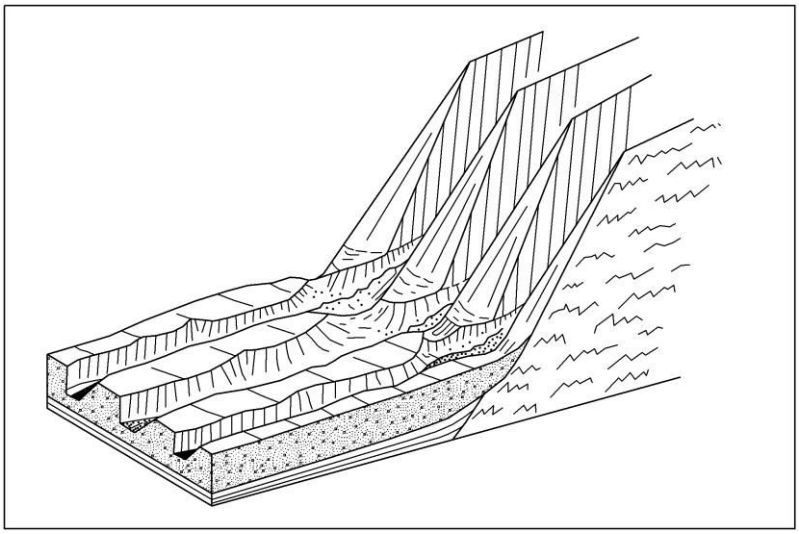


Fig. 6. 45. Fragmentarea longitudinală a piemontului (Posea et al., 1976, p. 255)

Faza fragmentării transversale a piemontului debutează cu o dată cu diversificarea rețelei hidrografice, prin formarea afluenților laterali de diferite ordine în sistem Horton-Strahler. Râurile principale fiind trecute deja de orizontul pietrișurilor piemontane, deschid orizonturi acvifere, care vor alimenta afluenții lor. Se ajunge ca piemontul să fie fragmentat de afluenți diagonali și transversali (Mac, 1976). Dezvoltarea în continuare și a văilor drenate de afluenții de ordin secundar, transformă piemontul într-un teritoriu deluros, dominat de martori de eroziune, ca resturi ale vechilor interfluvii.

Faza fragmentării totale a piemontului devine evidentă din momentul în care versanții văilor se intersectează sub nivelul suprafeței piemontane (Mac, 1976). Prin continuarea modelării subaeriene se formează generații de interfluvii secundare, care pe lângă că au altitudini ce se mențin mult sub suprafața piemontană inițială, nici nu mai au în componență depozite din structura piemontană inițială. Acestea se mai întâlnesc doar sub forma unor petece, pe creștetul martorilor de eroziune. În aceste

condiții rețeaua hidrografică tinde să se adapteze la structura fundamentului de sub piemont (Mac, 1976).

De asemenea, trebuie menționat că în etapa evoluției morfologice sau descendente, râurile longitudinale, adâncite în structura piemontană, își pot dezvolta văi a căror lățime poate merge până la unirea între ele a luncilor, prin consumarea interfluviilor care le despărțeau. În acest fel se pot forma câmpii de eroziune piemontană, care la rândul lor pot fi fragmentate de către rețeaua hidrografică rezultând noi interfluvii. Se pare că în această situație se află Piemontul Getic, considerat o fostă câmpie aluvionară de piemont, fragmentată ulterior de-a lungul mai multor etape, corespunzătoare formării teraselor fluviale (Mihăilescu, 1957).

Structura piemonturilor. Urmărind etapele și fazele de formare a unui piemont este ușor de intuit că piemonturile au o structură aparte.

Depozitele piemontane prezintă o relativă sortare dinspre contactul cu muntele, unde s-au depus elementele cele mai grosiere, spre exterior, unde s-au acumulat cele mai fine, de tipul nisipurilor și a mâlurilor. În același timp, are loc o descreștere granulometrică a aluviunilor dinspre bază spre partea superioară, conform cu evoluția bazinelor montane din cuprinsul cărora au provenit, care pe măsură ce au evoluat și ele au furnizat în medie materiale tot mai reduse ca dimensiune.

Acumulările piemontane sunt caracterizate de prezența unei stratificări încrucișate de natură torențială, alcătuită din pietriș, nisip, lentile de argilă depuse în unghiuri variate (Ielenicz, 2005). O astfel de structură este rezultatul neuniformității dimensionale în timp și spațiu, a materialelor transportate de râuri și torenți, datorită condițiilor tectonice și climatice diferențiate între unitățile montane și cele de bordură (Mac, 1976).

Climatul este una din variabilele care introduc diferențieri însemnate în structura piemonturilor. De pildă în climatele semiaride unde predomină dezagregarea, râurile aduc din munți materiale grosiere, pe care le depun sub formă de îngrămădiri de blocuri. În climatele cu un sezon umed mai lung, care favorizează și alterarea, materialele care alcătuiesc structura piemontană vor avea o structură mult mai uniformă granulometric.

Grosimea depozitelor piemontane variază destul de mult, fiind în funcție de caracterul și amploarea mișcărilor tectonice, de litologie, precum și de condițiile climatice. În unele situații cuverturile piemontane sunt subțiri, de doar câțiva zeci de metri, iar în altele pot ajunge la peste 2.000 m grosime.

Morfologia piemonturilor. Fiind vorba de forme de relief formate în urma modelării fluviale, morfologia lor va fi în funcție de stadiul de evoluție.

În mod obișnuit apar sub forma unor câmpuri periferice, cu înclinare ușoară dinspre munte către teritoriile mai joase, de la baza acestora, între care se interpun culoare de vale, drenate de râuri.

Văile din piemonturi se ordonează în raport cu stadiul de evoluție, în sensul că râurile principale au un traseu longitudinal, iar afluenții lor sunt dispuși transversal, având confluențe în unghiuri mai mici de 90°. Rezultă o dispunere divergentă a văilor, urmărind forma piemontului, care în profil longitudinal este concavă, iar în profil transversal convexă.

La modul general formele specifice sunt cele rezultate în urma modelării fluviale. Se remarcă îndeosebi o alternanță de culoare de vale cu albii, lunci, terase, versanți și culmi interfluviale, la nivelul cărora se întâlnesc înșeuări și martori erozivo-structurali.

Clasificarea piemonturilor. În alegerea criteriilor de clasificare a piemonturilor trebuie ținut cont că ele sunt rezultatul condițiilor tectonice, a reliefului preexistent și a climatului, în funcție de care va fi și evoluția lui ulterioară.

Pornind de la criteriul stadiului de evoluție se deosebesc următoarele tipuri de piemonturi (Posea și Popescu, 1973):

- piemonturile active sau funcționale sunt cele în cadrul cărora procesul de acumulare continuă pentru edificarea în continuare a piemontului, aspect care permite chiar și conturarea piemonturilor aluvionare;

- piemonturile drenate sau nonfuncționale se prezintă sub forma unor platouri sau dealuri piemontane (Piemontul Getic, Piemontul Moldovei, Dealurile de vest etc.);

- fosile sau îngropate de depozite mai noi;

- relicte, cele care se includ structural unor noi unități și forme de relief.

După modul în care a avut loc intervenția factorului tectonic în geneza piemontului au fost separate (Mac, 1976):

- piemonturile suprapuse - s-au format prin acumulări diferențiate, impuse de repetarea scufundărilor lente de la bordura munților;

- piemonturile decalate - se formează în teritoriile în care ridicările tectonice au loc etapizat;

- piemonturile deformate - sunt rezultatul mișcărilor tectonice, cu sensuri și amploare diferită, care duc la compartimentarea piemontului, fie în timpul formării, fie după aceea.

Criteriul altitudinal împarte piemonturile din două tipuri (Mac, 1976):

- piemonturi joase (Câmpia Târgoviștei, Piemontul Cricovului Dulce, Câmpia Vinga etc.);

- piemonturi înalte (Piemontul Argeșului).

Piemonturile sunt cele mai complexe și extinse forme de relief rezultate în urma acumulării fluviale, în condiții tectonice și climatice favorabile (Ielenicz, 2005). Autorul citat menționează că, studiul elementelor sale permit aprecieri genetico-evolutive cum ar fi: caracteristicile factorilor genetici, aprecierea rolului nivelului de bază și al raportului eroziune-acumulare, rolul neotectonicii și al variației condițiilor climatice în conturarea fazelor evolutive.

6.2.2.6. Deltele

Includerea deltelor la relieful fluvial este argumentată de pe de o parte de faptul că ele sunt forme de aluvionare fluvială, iar pe de altă parte de faptul că ele nu se întâlnesc doar în domeniul maritim sau oceanic, așa cum este în cazul deltelor fluviilor Niger, Okavango etc., și de ce nu Delta râului Neajlov.

Deltele sunt forme de relief rezultate prin acumularea materialelor transportate de către râuri, de formă geometrică aplatizată.

Cauzele formării deltelor. Cu unele excepții, deltele se formează îndeosebi la vărsarea unor râuri sau fluvii în lacuri, mări și oceane, datorită următoarelor cauze (Mac, 1976):

- micșorarea vitezei de curgere a apei la vărsarea râului;
- un volum impresionat de aluviuni adus de râu în suspensie sau târât;
- lipsa mareele și a curenților maritimi sau o activitate redusă a acestora, fapt care permite aluviunilor transportate de râu să se acumuleze, la intrarea în unitatea lacustră sau maritimă;
- relief plan și relativă stabilitate tectonică în sectorul de interferența a uscatului cu marea; acumularea unor stive groase de sedimente este favorizată de mișcările lente de subsidență;
- contactul dintre apele dulci fluviale și cele sărate din mări și oceane determină precipitarea și depunerea materialelor transportate în suspensie.

Cele mai bune condiții de formare a unei delte se întâlnesc în mările închise, lipsite de maree sau cu maree de mică intensitate, unde vânturile au frecvență redusă și nu sunt intense (Marea Mediterană, Marea Neagră, Marea Caspică, Marea Baltică etc.); chiar dacă fluviile care se varsă în aceste mări transportă mai puține aluviuni decât cele din zonele calde, generează forme cu un pronunțat caracter de avansare spre largul mării (Rădoane et al., 2001).

Formarea deltelor. Ele se formează la vărsarea râurilor în mări și oceane, acolo unde are loc descărcarea aluviunilor din curentul de apă și depunerea lor pe substratul predeltaic (Mac, 1976). Acesta poate fi localizat într-un golf, estuar, liman, lagună sau pe o platformă continentală cu valoare redusă a pantei, în locul de vărsare a râului. Acumulările inițial submerse cresc treptat în grosime și suprafață până ajung emerse, colmatând vechiul golf, așa cum a fost în cazul formării Deltei Dunării, sau litoralul de pe platforma continentală, determinând împingerea râului în larg, cum se întâmplă în Delta Mississippi. În același timp acumulările de la gurile de vărsare a râurilor constituie obstacole, pentru curentul de apă care vine din amonte, situație în care acumularea se face și regresiv potrivit cu raportul dintre încărcătură și atenuarea vitezelor în curent (Mac, 1976).

Formarea deltelor nu are loc uniform, deoarece acumulările primare determină migrarea curentului principal în lateral. Practic acumulările primare îndeplinesc rolul unui centru de divagare, care determină împărțirea apelor în brațe, care vor primii debite inegale. Fiecare braț va contribui la formarea unui lob al deltei, în funcție de debitul avut. Nu trebuie uitat că și în cadrul brațelor inițiale se formează centre de divagare, care vor determina noi și noi bifurcații, până la formarea unei dense rețele de canale prin care apa curge laminar permițând sedimentarea și celor mai fine suspensii.

În timpul apelor mari și a viiturilor, când are loc revărsarea apelor, râurile depun aluviuni și lateral, formând grinduri. Cu toate că inițial ele vor suferi remanieri datorită unor noi viituri, cu timpul ajung să fie stabilizate cu vegetație, conducând la formarea unor suprafețe de uscat în cadrul deltelor.

După o evoluție îndelungată, lobii deltei, formați de către fiecare braț în parte, ajung să se unească, realizând o construcție semicirculară și aplatizată, care nu este altceva decât o deltă. Ea are o suprafață ușor vălurită, preponderent submersă.

La contactul deltei cu marea se formează cordoane litorale, care pe lângă rolul de protecție avut contra acțiunii valurilor, favorizează în continuare colmatarea fluvială în spatele lor (Mac, 1976) și deci extinderea deltei. În condițiile unei aluvionări semnificative și a menținerii aproape constante a nivelului mării, poate avea loc o întreagă colmatare a spațiului deltaic și transformarea lui într-o câmpie litorală mlăștinoasă (Ielenicz, 2005). Sedimentele care ajung în mare dincolo de cordoanele litorale, se depun în apele mării sub forma unei structuri ușor înclinate, în conformitate cu relieful domeniului litoral.

Chiar dacă cu timpul cordoanele litorale sunt înglobate deltei, la fel cum s-a întâmplat cu Letea și Caraorman din Delta Dunării, nu înseamnă că înaintarea deltei în mare este nelimitată. Ea încetează când se ajunge la un echilibru între aluvionarea râului și eroziunea provocată de valuri și curenți maritimi. La rândul ei marea pune și ea presiune prin procesele de înaintare a mării spre uscat. În aceste condiții pot exista sectoare de înaintare a deltei, sectoare de echilibru și sectoare de retragere a acesteia. Cu timpul creșterea deltei duce la micșorarea forței fluviului, condiții în care procesele maritime, ce se opun înaintării deltei devin eficace, începând distrugerea ei (Mac, 1996). De exemplu, Delta Dunării înaintează în detrimentul Mării Negre la gura de vărsare a brațului Chilia și este afectată de eroziune la vărsarea brațului Sfântu Gheorghe.

Înseamnă că în formarea deltelor fazele de dezvoltare se întrepătrund cu cele de regres, în cadrul unui proces de autoreglare și dezvoltare, reglat de mecanisme fine, greu de decelat uneori.

Structura deltelor. Sedimentele depuse în delte se prezintă sub forma unor orizonturi subțiri, care înclină către mare. Atât timp cât delta se află în formare, în bălți și mlaștini are loc acumularea materialului fin, iar pe canalele de curgere a

celui mâlos şi nisipos; la contactul cu marea se întâlnesc depuneri nisipoase şi resturi de cochilii, cu o ordonare piezişă faţă de orizonturile fluviale (Mac, 1976). Toate aceste depuneri alcătuiesc o structură tipic deltaică (fig. 6. 46), care diferă de la o deltă la alta.

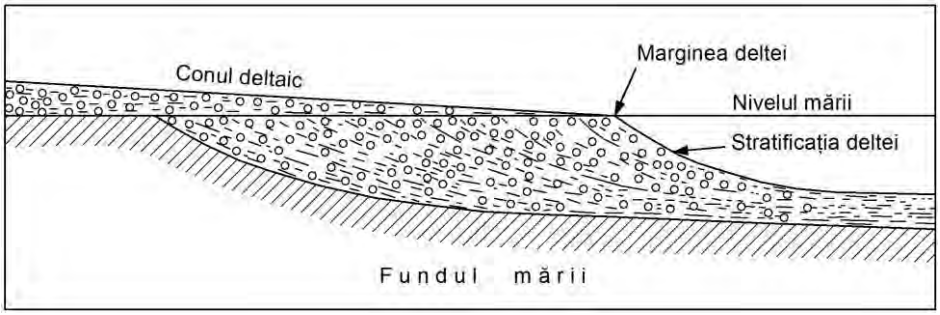


Fig. 6. 46. Structura deltei (Mac, 1976, p. 230)

Formele de relief de detaliu din cadrul unei delte sunt rezultatul evoluţiei acesteia. Dintre le se remarcă: grinduri fluviale şi maritime, ostroave, dune, cuvete lacustre, privaluri, japşe şi canale.

Clasificarea deltelor. Dintre criteriile care pot fi utilizate pentru clasificarea deltelor cel mai utilizat este cel morfologic (fig. 6. 47), pe considerentul că forma exprimă geneza şi stadiul de evoluţie. Se deosebesc în acest sens următoarele tipuri de delte (Mac, 1976, Posea et al., 1976):

- *deltele barate*, de tip Nil, se caracterizează printr-un ţărm cu o curbură largă, arcuit datorită uni cordon ce leagă între ele gurile braţelor ramificate radial;

- *deltele triunghiulare* sau unghiulare se dezvoltă de-a lungul unui singur braţ care înaintează într-o mare cu o dinamică mai redusă; se mai numesc şi delte de tip Tibru;

- *deltele digitate* sunt rezultatul acţiunii puternice de aluvionare a mai multor braţe de-a lungul cărora se depun cantităţi impresionate de sedimente. Pentru formarea unor astfel de delte, denumite de tip Mississippi, alături de un debit solid consistent este necesară şi prezenţa unui ţărm marin liniştit şi cu ape puţin adânci;

- *deltele lobate*, de tip Dunăre, se dezvoltă şi ele de-a lungul unor braţe, doar că ele primesc rol principal, sub aspectul volumului de apă şi sedimente transportat, pe rând; se ajunge la dezvoltarea succesivă a lobilor deltei;

- *deltele atrofiate* sau de tip Guadalavir sunt rezultatul unei acţiuni intense din partea mării, condiţii în care se formează doar un promontoriu îngust;

- deltele parţial înecate se formează în condiţiile în care subsidenţa devine mai activă şi vechile grinduri sunt transformate în insule;

- *deltele estuariene* sau alungite, de tip Sena, se formează în estuare lungi şi înguste.

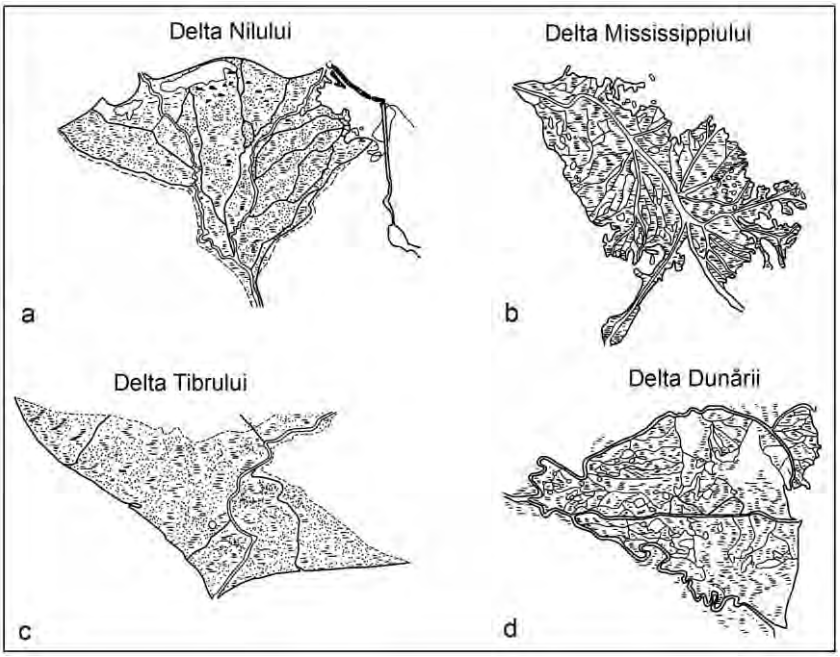


Fig. 6. 47. Tipuri de delte: a – barate, b – digitate, c – triunghiulare, d – lobate (Posea et al., 1976, p. 475)

Concluzie. Se poate concluziona că delta este o formă de bilanț geomorfologic, ca raport dintre acțiunea râului și cea a mării.

6.2.2.7. Câmpiile de nivel de bază

Sunt situații în care aluviunile transportate de către râuri nu se depun nici în cadrul albiilor, nici în delte și nici în piemonturi, ci în zona nivelului de bază.

Acumularea masivă a sedimentelor în ariile de convergență fluvială, fie că este vorba de nivele de bază generale, regionale sau locale, indică o poziție a fundamentului lor mult sub nivelul, lacurilor ori suprafețelor topografice joase actuale (Mac, 1976). În aceste locuri joase a avut loc depunerea aluviunilor transportate de râuri, care le-au colmatat determinând formarea unor câmpuri aluviale, denumite de nivel de bază.

Prezența fâșiilor de câmpii litorale în lungul coastelor estice a Americii de Nord sau în lungul coastelor atlantice ale Europei, indică variații în trecut a poziției nivelului de bază. Câmpiile maritime amintite sunt rezultatul depunerii aluviunilor transportate de râuri la nivelul unui țărm aflat preponderent în coborâre, fapt care nu a mai permis curenților și valurilor să le transporte în larg. Chiar dacă se vorbește că aceste câmpii sunt mixte, adică sunt și creația mărilor și oceanelor,

acestea din urmă au contribuit în principal prin lipsa unei dinamici, care să îndepărteze construcția fluvială.

Efectul formării acestor câmpii este înaintarea uscatului în domeniul maritim și colmatarea unor arii depresionare continentale, care cu timpul devin câmpii: Câmpia Amazonului, Câmpia Mississippi, Câmpia Indo-Gangetică, Câmpia Padului, Câmpia panonică, Câmpia Română etc.

Conform celor menționate se deosebesc trei tipuri de câmpii de nivel de bază: marginale, continentale închise sau regionale și câmpii locale sau șesuri aluviale intramontane (Mac, 1976).

Câmpiile de nivel de bază marginale se dezvoltă în apropierea țărmurilor oceanice, ca dovadă dimensiunile lor de sute de mii de kilometri pătrați și declivitatea extrem de redusă (0,2%). Ele s-au format pe platforme continentale extinse și cu apă puțin adâncă, mecanismul de înaintare fiind cel al deltelor succesive (Mac, 1976). Relieful acestor câmpii este foarte neted, fiind deranjat doar de albii de râuri largi și ramificate, cu meandre divagante și difluențe. Ca exemple pot fi date Câmpia Chinei Centrale și Câmpia Amazonului etc.

Câmpiile continentale închise se datorează prezenței unor nivele de bază regionale, care sunt localizate fie în spațiul unor foste mări continentale, fie în arii depresionare extinse delimitate de lanțuri montane. Ele au un profil transversal concav, cu centrul de convergență spre o mare interioară, lac, sau sector coborât altitudinal slab drenat (Mac, 1976). Astfel de câmpii sau format în etape, prin colmatări fluviale succesive, ale vechilor bazine depresionare. În acest mod s-au format câmpiile din jurul Aralului și a Mării Caspice, Câmpia Panonică și Câmpia Română.

Șesurile aluviale intramontane au rezultat prin aportul aluviunilor aduse de râurile ce se scurg din munte. În categoria lor se includ și câmpiile formate prin colmatarea unor cuvete lacustre cu suprafață redusă.

Concluzii. Dintre agenții externi ai mediului care interacționează cu substratul, apa în starea lichidă este cea care se manifestă pe cele mai extinse suprafețe. Când apa se organizează în curenți care se curg prin albii, în urma eroziunii, transportului și eroziunii realizate de către aceştia, rezultă relieful fluvial. Practic el este rezultatul modelării substratului de către agentul apă în stare lichidă.

6.2.2.8. Versanții

În urma adâncirii râurilor și formării văilor, în cadrul acestora se dezvoltă, de o parte și de alta, suprafețe înclinate, cunoscute sub denumirea de versanți.

În literatura de specialitate au fost propuse diverse **definiții ale versanților**, în continuare fiind redate câteva dintre ele.

Versantul este o formă de relief înclinată reprezentând un flanc de vale, de deal sau de munte (Băcăuanu et al., 1974).

Versantul este o formă de relief înclinată, care face legătura între baza locală de eroziune şi interfluviu (Mac, 1976).

Versantul este o suprafaţă sau un ansamblu de suprafeţe înclinate şi orientate în acelaşi sens, faţă de o vale sau faţă de un deal, munte sau lanţ muntos, care se termină în partea de jos într-o vale, depresiune sau câmpie (Posea, 1986).

Versantul este unul din cele două flancuri ale unei văi, ale unei coline, ale unui interfluviu; el se caracterizează prin pantă, înălţime, profil transversal, expoziţie, stadiu de evoluţie, grad de acoperire cu vegetaţie, amenajare etc. (Brunet et al., 1993).

Versantul este o suprafaţă cu înclinare mai mare de 2 – 3º care face racordul între interfluvii sau creste şi liniile de drenaj adiacente (Rădoane et al., 2001).

Cu toate că noţiunea de versant cuprinde, sub aspect teoretic, orice pantă înclinată între 1º şi 90º, se apreciază că versanţi pot fi denumiţi numai acele suprafeţe unde media pantelor depăşeşte minimum 2 – 3º (Posea et al., 1976).

La modul general versanţii pot fi consideraţi ca forme de relief înclinate, care fac racordul între interfluvii sau creste şi liniile de drenaj adiacente (Mac, 1986). Rezultă aşadar o interdependenţă între versanţi şi albiile râurilor, fapt care nu exclude totuşi, în anumite condiţii posibilitatea existenţei unei independenţe a versanţilor faţă de reţelele de drenaj (Mac, 1986). Această afirmaţie este valabilă, când din cauze climatice, curgerea în albie are un regim temporar sau când între râuri şi versanţi se interpun forme de relief de tipul luncilor şi teraselor.

Versantul constituie un câmp de acţiune a proceselor geomorfologice, care se desfăşoară între interfluvii şi o bază de eroziune (Mac, 1986). Nivelul de bază al versantului este cel care direcţionează acţiunea proceselor geomorfologice. Între forma versantului şi procesele care au loc pe suprafaţa lui are loc tot timpul o ajustare dinamică reciprocă, aspect vizibil în mobilitatea liniei de profil şi în schimbarea în timp a unităţilor funcţionale ale acestuia (Mac, 1986). Autorul citat menţionează în continuare că, versantul este o structură geomorfologică temporo-spaţială (suprafaţă, proces, depozit) cu rol de distribuire verticală sau cvasiverticală a materiei şi energiei.

Versanţii fluviali sunt rezultatul modului în care, reţeaua hidrografică s-a adaptat la substrat prin adâncire. Versanţii unei văi pot fi atât de natură tectonică, când râul urmăreşte o linie de falie, cât şi de natură sculpturală, atunci când s-au format prin adâncirea râului în depozite friabile (argile, mane, nisipuri etc.).

Sub aspect geomorfologic versanţii prezintă importanţă atât din considerente morfologice, ei reprezentând importante suprafeţe de teren cu utilizări diverse, cât şi din punct de vedere al dinamicii proceselor geomorfologice care au loc la nivelul lor, în urma cărora rezultă forme de relief specifice. Studiul versanţilor pe acest considerent presupune cunoaşterea genezei lor, a formei, a proceselor geomorfologice şi a depozitelor de versant.

6.2.2.8.1. Elementele de formă ale versantului în profil și în plan

A. Elementele de formă ale versantului în profil transversal

Profilul versantului este linia care unește, pe traseul cel mai scurt, punctul cu cea mai mare altitudine, de la partea superioară, cu punctul situat la cea mai joasă altitudine, din partea inferioară.

Urmărirea în profil transversal a versanților relevă prezența unor elemente și sectoare morfologice distincte.

Elementele morfologice ale versanților în profil transversal sunt următoarele (fig. 6. 48):

- creasta sau muchia - poziționată la partea superioară. Ea reprezintă intersecția frontului sau feței versantului cu planul superior al acestuia. În unele cazuri ea reprezintă doar linia de intersecție a doi versanți opuși;
- frontul sau fața versantului - situată în partea mijlocie;
- baza versantului - localizată la partea inferioară a acestuia; rezultă din intersecția frontului cu planul inferior.

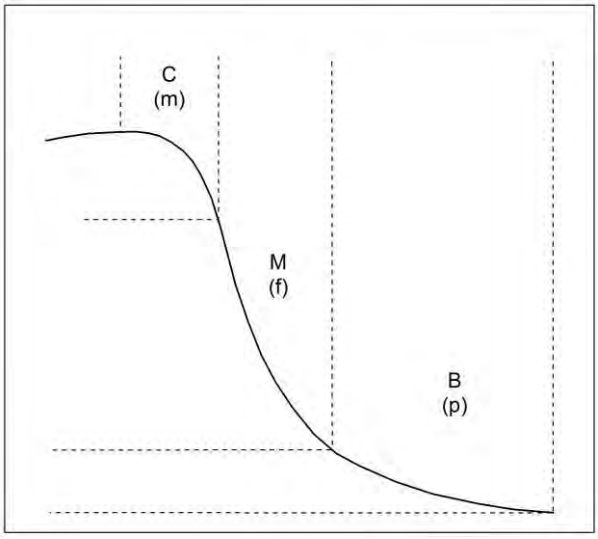


Fig. 6. 48. Elementele morfologice ale versanților: C – creasta (sau m - muchia), M – mijlocul (sau f - frontul), B – baza (sau p - piciorul) (Mac, 1986, p. 53)

Elementul de bază al unui versant în profil transversal este segmentul de versant. El este caracterizat de o înclinare uniformă și de procese geomorfologice asemănătoare.

Analiza profilului de versant presupune divizarea lui în mai multe părți, fiecare având anumite proprietăți morfologice, pe baza cărora se pot deduce ușor procesele geomorfologice, care au concurat la dezvoltarea formei acestuia.

Forma versantului în profil transversal se apreciază după caracterul liniei care unește partea superioară cu cea inferioară a acestuia. Când ea este dreaptă înseamnă că versantul este rectiliniu. Când raza de curbură a liniei profilului se menține constantă către baza versantului, el are formă convexă, iar când raza se micșorează în direcția respectivă, versantul are formă concavă. În situațiile în care în profil transversal alternează segmente cu diferite înclinări, se consideră că forma versantului este mixtă sau în trepte (Mac, 1986). Când segmentul drept este foarte înclinat (peste 45º) el se numește abrupt.

La nivelul unui versant un segment de o anumită formă poate să apară o singură dată sau să se repete, la fel cum un anumit tip de formă poate să lipsească.

La modul general, în profilul unui versant se deosebesc trei segmente: convex, rectiliniu și concav (fig. 6. 49 A). Studii aprofundate realizate în teren au permis propunerea unui versant standard cu patru unități: convexă, abruptă, rectiliniară și concavă (fig. 6. 49 B) (Chorley et al., 1984).

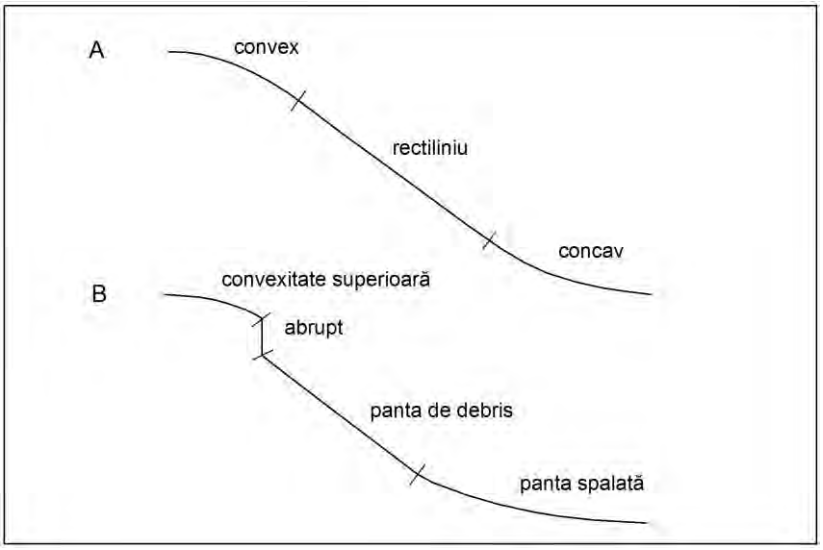


Fig. 6. 49. Terminologia segmentelor de versant asociate cu : A – un versant convex – concav, B – un versant format prin retragerea abruptului (Chorley et al., 1984, p. 256)

B. Elementele de formă în plan a versanților

Forma în plan a versanților se referă la configurația în lungul unui plan orizontal. Forma convexă este specifică versanților de tip pinten, iar cea concavă versanților de vale (Rădoane et al., 2001).

Curbura în plan este dată de raza curburii R_h. Ea se determină pentru o lungime convențională de L = 25 m, după formula (Rădoane et al., 2001):

$$R_h = 0{,}5\ L/\sin\ [(\gamma - 180/2)]$$

γ = unghiul de înclinare a versantului pe lungimea considerate

Valorile pozitive indică convexitatea curburii în plan, iar cele negative concavitatea curburii. Clasificarea formei în plan a versanților are următoarele limite: R_h< +50 foarte convex în plan; R_h = +50 - +500 ușor convex în plan; R_h = +500 – -500 liniar în plan; R_h = -500 - -50 ușor concav în plan; R_h = < -50 foarte concav în plan (Rădoane et al., 2001).

În figura 6. 50 se observă expresia grafică a clasificării formei versanților în plan. Se disting nouă posibilități de combinare a elementelor de formă în plan, cu cele ale profilului versantului (Dikau, 1989, citat de Drăguț și Blaschke, 2006).

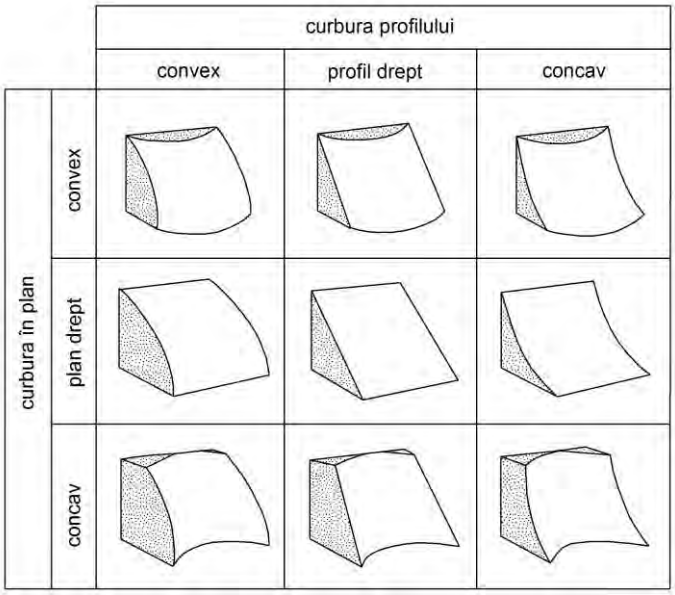


Fig. 6. 50. Clasificarea formei versanților pe baza curburii în plan și în profil (Dikau, 1989, citat de Drăguț și Blaschke, 2006, p. 334)

C. Elemente geometrice.

Alături de elementele morfologice, sub raport geometric un versant prezintă următoarele elemente: lungime, lățime, înălțime, panta și suprafață.

Lungimea versantului este distanța dintre limita superioară (cumpăna apelor, care poate fi sub formă de platou sau creastă) și limita inferioară (în funcție de condițiile locale poate merge până la albie sau se poate opri la nivelul unei lunci sau terase).

Lățimea versantului se stabilește între două elemente de uniformitate și continuitate a suprafeței înclinate (Blaga et al., 2014).

Înălțimea versantului reprezintă diferența de nivel între partea superioară și cea inferioară a versantului.

Panta versantului sau declivitatea este unghiul format de linia versantului cu un plan orizontal. Valoarea ei se exprimă în grade sau procente.

Suprafața versantului este produsul dintre lungime și lățime.

6.2.2.8.2. Unitățile morfologice și funcționale ale versanților

Investigarea versanților în teren presupune delimitarea la nivelul lor a unor suprafețe, care se individualizează pe baza formei și a dinamicii proceselor geomorfologice. Ele sunt denumite unități morfologice și funcționale. Am preferat denumirea de unitate, în detrimentul celei de segment sau sector, deoarece are o semnificație mai largă, mai „morfologică" și face trimitere mai ușoară la o suprafață cu caracteristici proprii ale unui versant. Cu alte cuvinte, în teren versantul nu se reduce doar la o linie sau un segment, așa cum este în cazul unui profil transversal, ci el are o suprafață pe care se desfășoară procesele geomorfologice.

Procesele geomorfologice, care au loc pe suprafața versanților, sunt pe de o parte influențate de forma acestora, iar pe de altă parte, prin derularea lor sunt cele care dictează forma versantului, îndeosebi la nivel de unități sau subunități ale acestuia.

În demersul de identificare a unităților morfologice și funcționale ale versanților s-a pornit de la forma pe care aceștia o au în profil transversal și de la procesele geomorfologice specifice fiecărui suprafețe de teren. În acest sens, în literatura de specialitate, contrar părerii că un versant are doar două unități, una superioară (unde predomină eroziunea) și una inferioară (dominată de procesele de acumulare), au fost propuse numeroase modele de delimitare a unităților morfologice și funcționale ale versanților, dintre care în continuare vor fi prezentate șapte dintre ele.

Una dintre primele analize ale versantului sub aspect morfologic și procesual a fost efectuată de Horton (1945). El a propus următoarea subdivizare a versantului (fig. 6. 51):

- banda fără eroziune - situată la partea superioară a versantului. Ea se extinde în aval, de la limita superioară a versantului, până unde grosimea stratului de apă format în urma precipitațiilor, are valori suficient de mari pentru a învinge rezistența substratului;
- banda de eroziune activă - situată în partea mediană a versantului;
- banda de depunere a materialelor - localizata la partea inferioară a versantului.

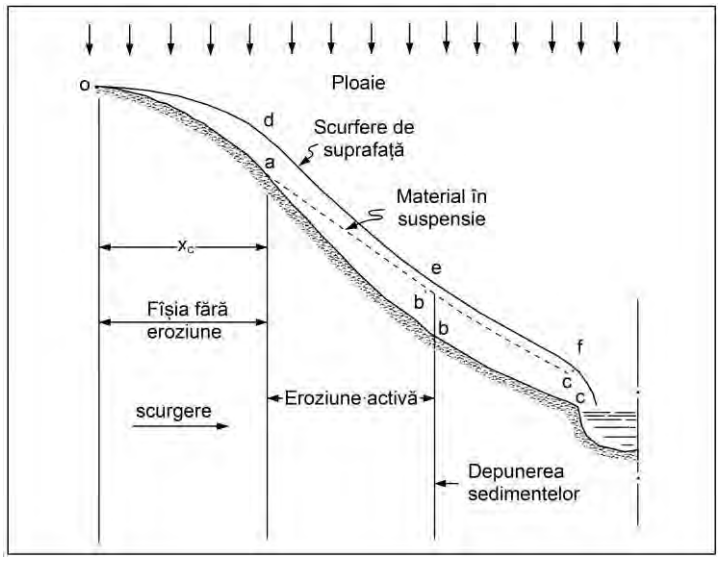


Fig. 6. 51. Unitățile de versant propuse de Horton; linia oabc – reprezintă suprafața profilului de sol, linie odef – reprezintă suprafața sau fluxul scurgerii în cazul unei ploi intense) (Horton, 1945, p. 316)

În al doilea model, cel propus de către J. F. White (1966), se precizează că un profil de versant echilibrat are în general trei elemente, care pot fi privite ca unități morfologice și funcționale (fig. 6. 52):

- elementul convex superior;
- elementul liniar mijlociu;
- elementul concav inferior.

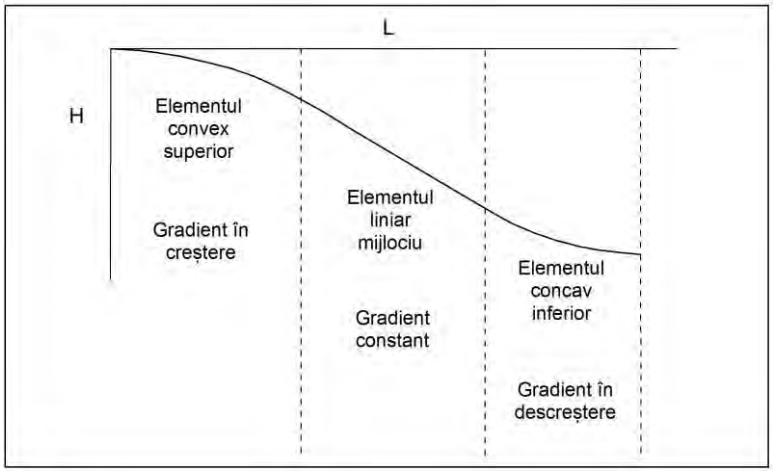


Fig. 6. 52. Elementele de formă ale versantului (White, 1966, p. 596)

În ce de-al treilea model, King (1953) consideră că versantul posedă patru elemente morfologice, fiecare cu o funcţie morfologică distinctă. Acestea sunt:

- panta în creştere sau convexă a versantului (situată la partea superioară);
- abruptul localizat pe roca dură;
- taluzul cu sfărâmături;
- panta descrescândă (de obicei concavă) (fig. 6. 53); prin acest model se subliniază funcţia formei în dinamica versantului.

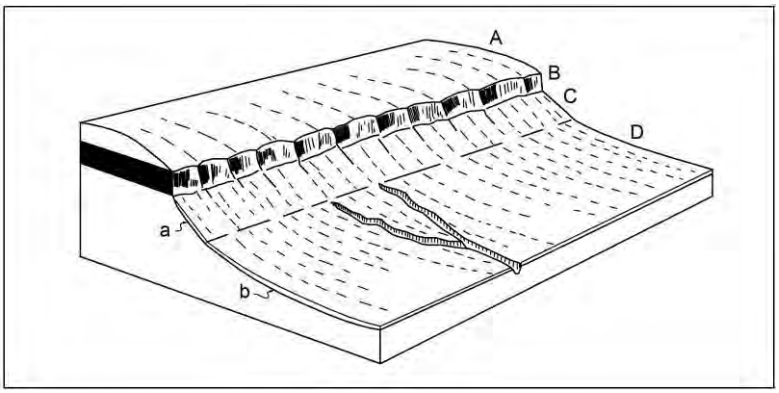


Fig. 6. 53. Elementele versantului: A – panta în creştere, B – abruptul, C – taluzul cu sfărâmături, D – panta descrescândă (King, 1953, citat de Mac, 1986, p. 53)

Cel de-al patrulea model a fost propus de către Dalrymple, Blong şi Conacher (1968), în urma cercetărilor efectuate între 1961 şi 1965, în insula nordică a Noii Zeelande. Conform acestora un versant are nouă unităţi (fig. 6. 54):

- interfluviul sau unitatea proceselor eluviale (U_I);
- unitatea de distribuţie (U_{II});
- suprafaţa convexă sau unitatea de organizare a eroziunii areale şi lineare (U_{III});
- povârnişul sau taluzul de inserţie a formelor eroziunii lineare şi areale (U_{IV});
- mijlocul versantului sau unitatea de maximă mobilitate morfodinamică (U_V);
- glacisul sau unitatea de redepozitare a materialelor deluvio-coluviale (U_{VI});
- lunca sau unitatea aluvio-proluvială (U_{VII});
- malul albiei sau unitatea de eroziune laterală şi prăbuşire-surpare (U_{VIII});
- patul aluvionar sau unitatea cu procese de albie rezultate din dinamica râului (U_{IX}).

Aceste unităţi de versant au o dublă trăsătură, morfologică şi funcţională. Cei care le-au propus le consideră ipotetice şi au concluzionat că există cel puţin teoretic, posibilitatea identificării lor în toate regiunile cu climat temperat de pe glob.

Este vorba de un model ipotetic dezvoltat pornind de la situaţia existentă în teritoriile cu climat temperat. După cum se observă în figura 6. 54, autorii consideră că versantul se extinde până la albia minoră. Modelul a fost preluat de diverşi

cercetători (Ritter, 1986, Crozier et al., 2010, Roşian, 2011b etc.) şi aplicat versanţilor din diverse teritorii.

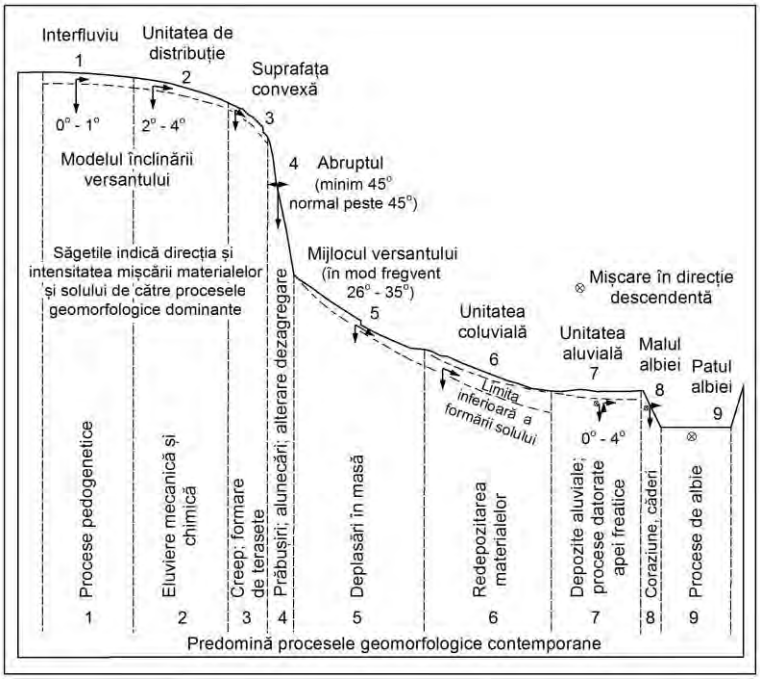


Fig. 6. 54. Cele nouă unităţi morfologice şi funcţionale de versant (Dalrymple et al., 1968, citaţi de Crozier et al., 2010, p. 97)

Al cincilea model este cel propus de Young (1963, 1964, 1972). El împarte versantul în mai multe tipuri de subdiviziuni, denumite unităţi sau segmente (fig. 6. 55):

- unitatea de versant reprezintă cea mai mică subdiviziune; ea este alcătuită dintr-un element de pantă sau un segment de pantă;

- segmentul de pantă este o porţiune a versantului, care are un unghi de înclinare aproximativ constant;

- elementul de pantă este o porţiune a profilului, în cuprinsul căreia curbura rămâne aproximativ constantă;

- elementul convex al versantului este cel al cărui înclinare creşte continuu spre partea inferioară a versantului, excluzând maximul, minimul şi segmentele de creastă;

- elementul concav include partea versantului în cuprinsul căreia înclinarea scade spre partea inferioară a versantului, excluzând maximul, minimul şi segmentele de creastă;

- segmentul maxim de versant se referă la porţiunea de versant care are o pantă mai mare decât unitatea de la partea superioară şi inferioară a acestuia. El poate fi localizat şi la baza versantului, dacă la partea superioară urmează un segment mai puţin înclinat;

- segmentul minim de versant este cel care are o pantă mai mică decât unitățile de la partea superioară şi inferioară. El poate fi întâlnit şi la baza versantului dacă unitatea de la partea ei superioară este mai înclinată;

- segmentul de creastă este delimitat de ambele părți de unități care înclină în direcții opuse;

- segmentul bazal este cel mărginit sectoare ale căror pante cresc in direcții opuse;

- unitatea iregulată este o porțiune a profilului cu frecvente schimbări ale unghiului şi curburii;

- convexitatea este partea întreagă a profilului versantului în care unghiul de înclinare nu descreşte spre partea inferioară a versantului, dar excluzând segmentul minim, maxim şi de creastă;

- concavitatea este partea întreagă a profilului versantului în care unghiul de înclinare nu creşte spre partea inferioară a versantului, dar excluzând segmentul minim, maxim şi de creastă;

- secvența de profil este o porțiune constând succesiv din convexitate, segment de maxim şi concavitate.

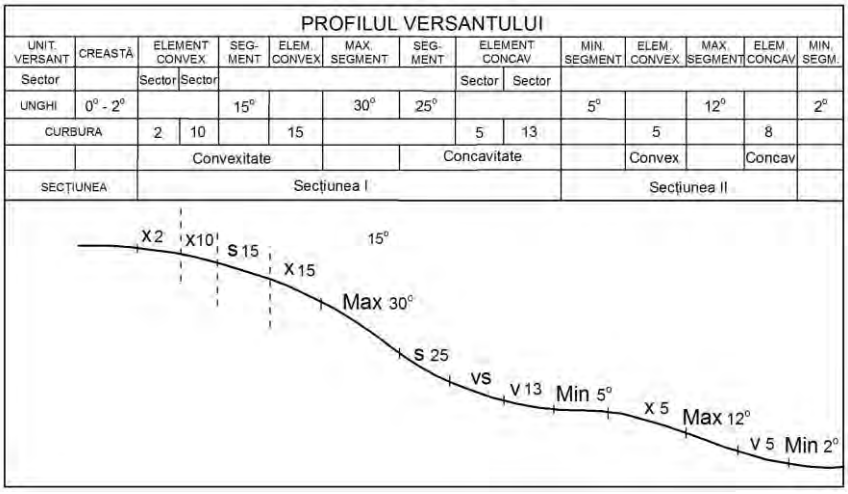


Fig. 6. 55. Profilul versantului cu secțiunile sale (Young, 1964, citat de Mac, 1986, p. 56)

Modelul propus de Young (1964) este mai degrabă unul în care împărțirea versantului se face doar pe baza pantei, nu şi pe baza tipului dominant de procese geomorfologice.

Ce de-al şaselea model este cel propus de Posea şi Cioacă (2003). Autorii propun un model cu patru fâşii funcționale, stabilite pe baza corelației care există între forma versantului şi tipul depozitului, care se formează în urma dinamicii proceselor geomorfologice. Cele patru fâşii sunt următoarele:

- abrupturile - se caracterizează prin înclinări între 45º şi 90º (dominant între 45º şi 65º) şi lipsa scoarţei de meteorizaţie şi a vegetaţiei. Dominante sunt procesele de cădere liberă şi surpare, care determină formarea la baza abruptului a unui taluz de sfărâmături. Localizarea pe versant a abruptului are loc de obicei la partea superioară, uneori sub formă de cornişă, sau mai jos, acolo unde există straturi mai dure încadrate de altele mai moi;

- fâşia de eluvii - de formă convexă, mai este denumită şi fâşia de ablaţie. Predomină suprafeţele cu declivităţi cuprinse între 2º şi 5º, dar se poate ajunge şi la valori de 10º. Pe versant se află poziţionată la partea superioară. Nu are la partea superioară un al spaţiu de pe care să parvină materiale solide şi nici scurgeri de apă. Dintre procesele geomorfologice se remarcă pluviodenudarea, şiroirea incipientă şi rostogolirile gravitaţionale ale deluviilor. Pătura de dezagregare şi alterare este subţire, cu elemente grosiere, autohtone, rupte din roca in situ.

- fâşia cu deluvii - este acoperită cu o pătură de alterare formată din materiale alohtone, faţă de roca in situ, provenite de la partea superioară. La nivelul acestei fâşii are loc organizarea scurgerii apelor provenite din precipitaţii, la care se adaugă procese de creep, solifluxiune, alunecări de teren şi chiar modelarea prin formaţiuni torenţiale de tipul ravenelor şi torenţilor. Forma acestei fâşii este complexă, având înclinări cuprinse între 10º şi 45º (predominant între 10º şi 15º);

- fâşia cu coluvii şi proluvii - este situată la partea inferioară şi are o formă concavă; declivitatea se menţine între 3º şi 10º. În cadrul fâşiei dominată este acumularea materialelor provenite de la partea superioară a versantului, rezultate în urma eroziunii şi a transportului hidric, la care se adaugă cele rezultate în urma alunecărilor de teren. Prin intermediul acestei fâşii are loc racordul versantului cu luncile, albiile, depresiunile şi câmpiile de la partea lor inferioară.

Al şaptelea model, a fost dezvoltat de către Mac şi Blaga (2004) pornind modele existente deja în literatura de specialitate (Young, 1972, Dalrymple et al., 1968). Este un model generalizat, care cuprinde şase unităţi morfologice şi funcţionale:

- interfluviul – sectorul cu procese eluviale;

- sectorul de programare potenţială a proceselor geomorfologice - morfologic poate să corespundă cu convexitatea superioară şi trebuie înţeles ca acea fâşie din versant, unde pe baza intrărilor (apă şi materiale provenite de la partea superioară) şi a matricei topografice (relief preexistent, tip de depozite, vegetaţie şi intervenţie antropică), se realizează setările proceselor geomorfologice, care ar putea să se declanşeze şi să devină apoi dominante;

-sectorul de iniţiere a proceselor - reprezintă fâşia din versant unde se remarcă deja o multiplicare a tipurilor de acţiuni modelatoare, chiar dacă ele sunt încă incipiente şi cu o efectivitatea geomorfologică redusă;

-sectorul de maximă dinamică procesuală şi transfer - este localizat aproape întotdeauna în jumătatea inferioară a versantului. La nivelul său intensitatea

procesuală atinge apogeul, în condițiile unei structurări clare a proceselor geomorfologice. În același timp, el este sectorul în cadrul căruia are loc transferul energetic și material de la partea superioară spre cea inferioară a versantului;

- sectorul de redepozitare acumulare - se poate prezenta sub forma unui glacis coluvial, coluvio-proluvial sau con de dejecție glacizat. Extensiunea s-a spațială este direct proporțională cu intensitatea proceselor de eroziune și transfer din sectoarele superioare;

- albia - se remarcă prin procese specifice, uneori putând fi un simplu talveg de drenaj.

Unitățile morfologice și funcționale au fost identificate pe baza proceselor geomorfologice actuale, condiționate de: variabile morfometrice, litologie, depozite superficiale, vegetație și intervenție antropică (Mac și Blaga, 2004). Modelul a fost verificat de către autori în Munții Plopișului (Șes) din Munții Apuseni.

Ulterior modelul a fost reluat de către Blaga (2009), context în care au fost propus încă un sector morfo-funcțional, intitulat bază locală de eroziune, localizat între sectorul de inițiere a proceselor și sectorul de maximă dinamică procesuală și transfer.

S-a ajuns astfel la un model cu șapte unități morfologice și funcționale, delimitate în funcție de procesele care întrunesc condiții de apariție și manifestare (fig. 6. 56).

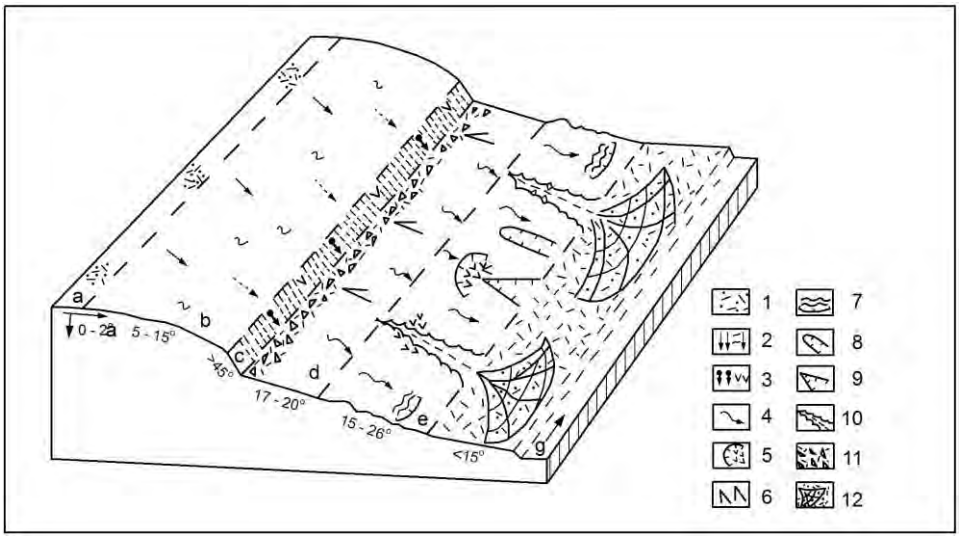


Fig. 6. 56. Unități morfo-funcționale specifice complexelor vale – versant din arealele montane joase, situate în vestul României: a – interfluviul, b - convexitatea superioară, c – sectorul de inițiere a proceselor, d - bază locală de eroziune și sector de inițiere a proceselor, e - sector de maximă dinamică procesuală și transfer, f - sectorul de redepozitare – acumulare, g - albia; 1. alterare; 2. pluviodenudare, creep; 3. rostogoliri, surpări; 4. șiroiri; 5. circ erozional: alunecări superficiale, surpări; 6. deplasări „uscate" de material; 7. trepte și brăzduiri solifluxionale; 8. ravene simple; 9. ravene asociate cu circuri erozionale; 10. torențialitatea; 11. tăpșan de grohotișuri și claste fin angulare; 12. glacis coluvio–proluvial (Blaga, 2009, citat de Blaga et al., 2014, p. 103)

Unitățile morfologice și funcționale de versant, așa cum au fost stabilite de cei care le-au propus, nu este obligatoriu să fie prezente toate pe același profil de versant. În funcție de condițiile locale, unele pot lipsi, iar altele se pot repeta.

Indiferent că ne referim la modele cu mai puține unități morfologice și funcționale, așa cum sunt primele două sau la cele cu mai multe (ultimele trei), se observă existența unei unități morfologice și funcționale, căreia îi sunt caracteristice procese geomorfologice active. În categoria celor din urmă se regăsesc procese legate de scurgerea apei pe versant și procese de deplasare în masă.

Diversele tipizări ale unităților morfologice și funcționale ale versanților au anumite limite care decurg din caracterul foarte diversificat al formei versanților.

Practic fiecare unitate morfologică și funcțională își ajustează forma în tendința versantului de atinge un profil de echilibru dinamic. Fiecăreia dintre ele îi este specifică o anumită intensitate a proceselor geomorfologice, fie că ne referim la eroziune, evacuare și acumulare, intensitate care este controlată de numeroase variabile. De exemplu, rata evacuării materialelor în condiții de uniformitate litologică este influențată de pantă, dacă și panta se menține uniformă intervine vegetația, tipul de sol, modul de utilizare a terenurilor etc.

Delimitarea unităților morfologice și funcționale a versanților are o utilitate practică deosebită, deoarece ajută la cunoașterea segmentelor susceptibile la procese geomorfologice. Astfel de informații sunt utile atunci când se întreprind acțiuni de prevenire și combatere a proceselor geomorfologice pe versanți sau la nivelul formelor de relief, situate la partea inferioară a acestora.

6.2.2.8.3. Evoluția versanților

Formarea și evoluția unui versant este reglată de procesele care au loc pe suprafața lui și de cele de la nivelul albiei, toate acestea fiind influențate la rândul lor de condițiile tectonice și climatice. De exemplu, subminarea unui versant de către un râu, care erodează în adâncime și lateral, în tendința de atingere a nivelului de bază, determină surpări de mal, de la care se propagă apoi unde de instabilitate geomorfologică la nivelul versantului, care favorizează alunecările de teren. Acestea din urmă prin dinamică și forma lor sunt în măsură să modifice acțiunea altor agenți care acționează pe suprafața versantului, așa cum se întâmplă cu scurgerea apei pe versant, care dezvoltă rigole, ogașe și ravene, pe suprafețele afectate de alunecări de teren.

La modul general, evoluția versanților poate fi redusă la trei direcții: evoluție ascendentă (versanți rectilinii și convecși), evoluție descendentă (versanți concavi) și evoluție complexă (Posea et al., 1976).

Deosebirile evolutive menționate sunt puse pe seama corelației care există între activitatea râurilor și dinamica versanților, în sensul că adâncirea râurilor atrage

după sine dezvoltarea versanților rectilinii și convecși, iar stagnarea sau chiar ridicarea paturilor aluviale determină versanți concavi.

Evoluția ascendentă are loc când râurile se adâncesc și au posibilitatea de a evacua materialele furnizate de versant. Când adâncirea râului și evacuarea de pe versant sunt egale, versantul va avea în profil transversal o formă rectilinie (fig. 6. 57 A), a cărei înclinare va fi în funcție de rocă (fig. 6. 57 B) (Posea et al., 1976). Dacă adâncirea râului este superioară eroziunii de pe verant, partea lui inferioară va devenii tot mai înclinată, iar pe ansamblu versantul va devenii convex (fig. 6. 58 I).

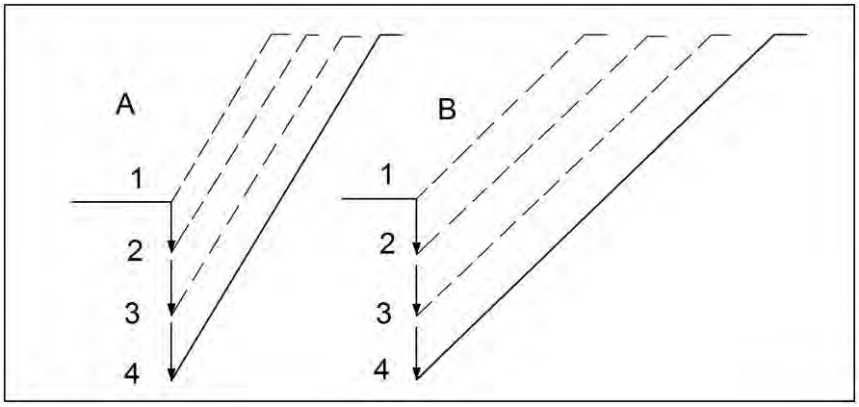


Fig. 6. 57. Versant rectiliniu (Posea et al., 1976, p. 183)

O astfel de evoluție este caracterizată de formarea văilor în V, în profil transversal, pe fondul altitudinilor relative care se măresc continuu, față de stadiile anterioare (Posea et al, 1976). După cum subliniază în continuare autorii citați, dezvoltarea versantului are însă o limită maximă, care diferă în funcție de rocă, și care nu poate fi depășită, deoarece creșterea altitudinilor relative și absolute are anumite limite maxime. Motivul este datorat multiplicării concomitente a rețelei de văi, care ajunge să se dezvolte pe suprafața versanților, în continuă dezvoltare, astfel încât ei încep să se intersecteze la partea superioară, unde se formează nivele de creste, care se mențin aproximativ la aceleași altitudini.

Evoluția descendentă se înregistrează când, pe de o parte eroziunea pe suprafața versantului depășește în intensitate efectul celorlalte procese morfogenetice, ce ar putea contribui la înălțarea lui relativă, iar pe de altă parte când versantul evoluează independent față de râul care drenează valea. La o astfel de situație se ajunge când între versant și râu s-au interpus lunca și terasele fluviale, iar versantul evoluează prin autodezvoltare (Mac, 1976).

În aceste condiții, eroziunea de pe versanți devine tot mai accentuată, în raport cu cea a râurilor și determină retragerea laterală a lor (Posea et al., 1976). Retragerea are loc paralel cu ei înșiși, determinând formarea la baza lor a unei noi unități

morfologice şi funcţionale, de formă concavă (fig. 6. 58 II). Noua unitate formată la baza versantului se deosebeşte substanţial de cea de la partea superioară, prin faptul că are o înclinare mult mai redusă, permite instalarea unei scoarţe de meteorizaţie, alimentată cu materialele care provin de pe versant.

Se consideră ca un astfel de versant este în echilibru dinamic, în sensul că unităţile sale morfologice şi funcţionale evoluează solitar, ca un flux lent, dar continuu, de elemente materiale tot mai reduse ca dimensiune, care pe măsură ce devin mobile merg spre partea lui inferioară (Posea et al., 1976). Materialele care se acumulează la partea inferioară, în funcţie de dimensiune şi geneză se numesc glacisuri sau pedimente.

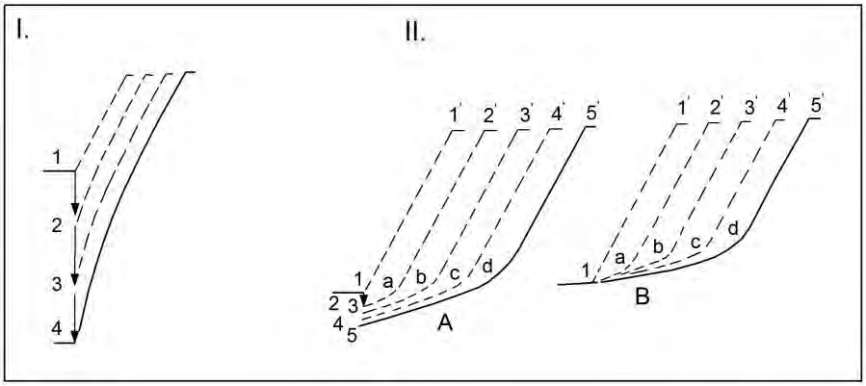


Fig. 6. 58. I. Versant convex. II. Versant concav: A – micşorarea vitezei de adâncire a văii, B – oprirea totală a adâncirii (literele şi cifrele indică stadiile de evoluţie) (Posea et al., 1976, p. 184)

Versanţii care domină suprafaţa Terrei sunt cei care au o evoluţie descendentă, deoarece eroziunea în adâncime este limitată de nivelul de bază, iar mişcările de înălţare, se sting cu timpul (Posea et al., 1976). Forma generală pe ca o primesc este cea concavă.

Prin extinderea şi predominarea acestui tip de versant, pe fondul unor episoade tectonice stabile, se produce treptat nivelarea teritoriilor care odinioară erau proeminente. În conformitate cu cele precizate procesul de nivelare are două faţete: reducerea aproape totală a versanţilor cu pante abrupte şi înlocuirea lor cu pedimente, respectiv, reducerea continuă a pantei glacisurilor şi pedimentelor (Posea et al., 1976).

În primul caz abrupturile se diminuează prin retragere către părţile superioare (fig. 6. 59), condiţii în care, altitudinea lor relativă, faţă de râuri, se menţine aproximativ aceeaşi, dar faţă de partea superioară a glacisului sau a pedimentului scade (Posea et al., 1976). Ulterior, pe măsură ce versanţii văilor vecine evoluează în aceeaşi direcţie, are loc scăderea valorilor altitudinilor absolute, prin intersectarea versanţilor opuşi, sub

forma unor creste de intersecție. În acest stadiu, din vechile interfluvii menținute la aceleași altitudini se formează înșeuări delimitate de martori de eroziune de tip inselberg.

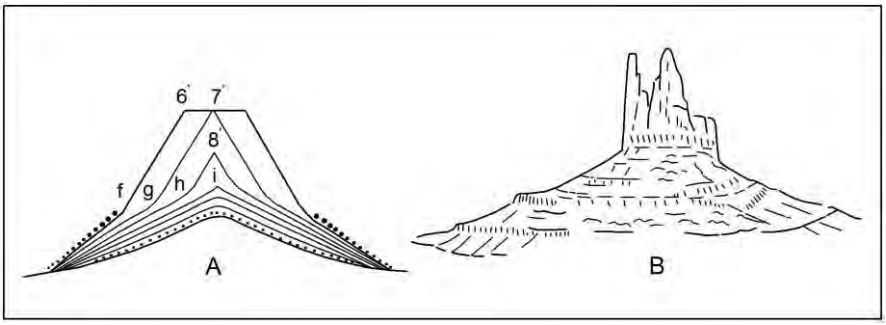


Fig. 6. 59. Extinderea glacisului și reducerea abruptului (A), pediment și inselberg (B) (literele și cifrele indică stadiile de evoluție) (Posea et al., 1976, p. 185)

De asemenea, abruptul versantului, indiferent că este vorba de un versant de vale sau de marginea unui podiș, evoluează având ca nivel de bază *„partea superioară a glacisului, care urcă în continuu, urmând ca o umbră retragerea acestuia"* (Posea et al., 1976, p. 185) (fig. 6. 60).

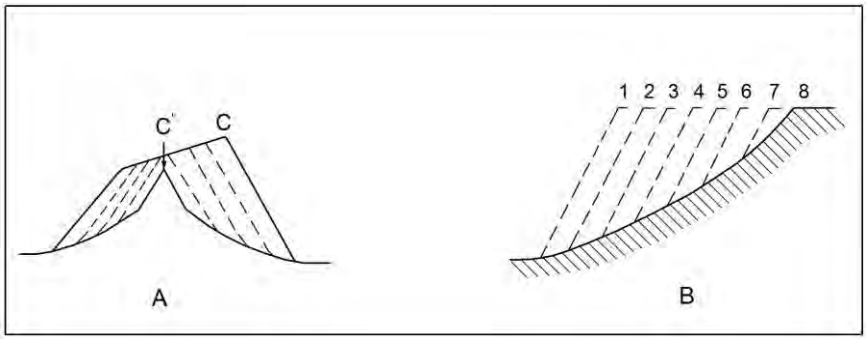


Fig. 6. 60. A – mutarea cumpenei (din C în C'), B – dezvoltarea glacisului la marginea unui podiș (Posea et al., 1976, p. 185)

În ce de-al doilea caz, nivelarea privește însăși dezvoltarea glacisului, respectiv extinderea și reducerea pantei sale. Inițial glacisul este foarte restrâns și cu pantă mare, fiind condiționat de rocă (Posea et al., 1976). Declivitatea glacisului este dată de granulometria materialelor care vin de la partea superioară, în sensul că cele grosiere mențin suprafețe cu declivități mari, de 30 – 40°, iar cele mai fine declivități mult mai reduse. Și în acest caz, procesul evolutiv implică dezvoltarea glacisurilor unui versant până la întretăierea lor cu glacisurile versantului din valea alăturată. Pe măsură ce se dezvoltă, înclinarea glacisului scade lent, deoarece este o suprafață reglată pentru transportul materialelor, care vin de la partea superioară; materialele

care ajung la partea inferioară a glacisului sunt deosebit de reduse granulometric, condiții în care au nevoie de o pantă de deplasare tot mai mică (Posea et al., 1976). Autorii citați menționează în continuare că, principiul este acela ca fiecare unitate să fie mai înclinată decât cea de la partea inferioară și mai lină decât cel de la partea superioară, astfel încât înclinarea generală să scadă spre râu și să crească spre interfluviu; modelarea unei astfel de suprafețe se face îndeosebi prin: creeping, solifluxiune, denudare peliculară, modelare fluvială etc.

Spre deosebire de acest model evolutiv descendent al versanților, propus de Penck (1924), există și unul propus de Davis (1899) și continuat de Bauling (1950). Ei susțin că o dată cu încetarea adâncirii râurilor și atingerea profilului de echilibru, declivitatea versanților scade nu numai la partea inferioară, ci mai ales la partea superioară (fig. 6. 61). Nivelarea versantului are loc așadar de la partea superioară spre cea inferioară și nu invers, el primind o formă convexă la partea superioară și una concavă la cea inferioară (Posea et al., 1976). Între cele două unități, superioară și inferioară, se află o unitate de formă rectilinie, care pendulează pe versant în funcție de dinamica proceselor geomorfologice (creep, pluviodenudare, denudare peliculară, formațiuni de modelare torențială, deplasări în masă etc.).

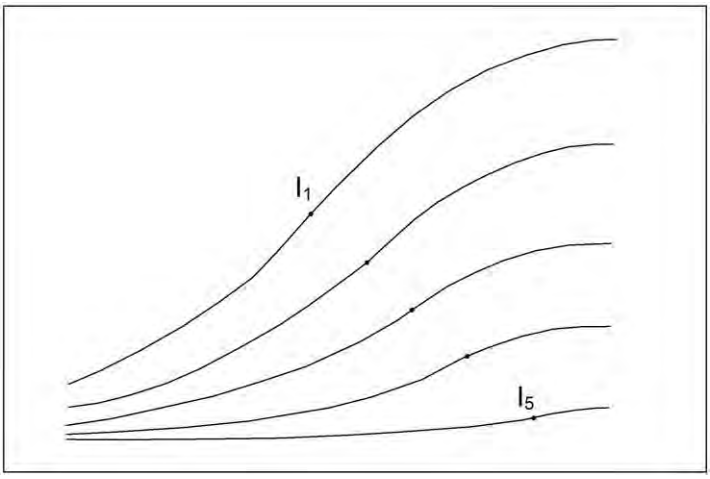


Fig. 6. 61. Evoluția unui versant acoperit cu scoarță de meteorizație și vegetație (I_1 – I_5 – puncte de inflexiune) (Bauling, 1950, citat de Posea et al., 1976, p. 186)

Evoluția complexă este rezultatul combinării variate în timp, a formelor evolutive ascendente și descendente a versanților.

În prezentarea acestui model evolutiv se pleacă de la următoarele premise: eroziunea în adâncime este variabilă în timp (existând etape în care ea este accelerată, urmate de intervale cu reducere semnificativă până la stagnare), mișcările scoarței au ritmuri diferite, inclusiv coborâri care determină variația nivelului de bază (Posea et al., 1976).

Aceste ritmuri creează un anumit raport între eroziunea de la nivelul albiilor şi cea de pe versanţi, materializat prin apariţia la baza versanţilor a unor unităţi morfologice şi funcţionale cu declivităţi şi granulometrii specifice. Astfel, după o adâncire accelerată a râului, care determină formarea versanţilor convecşi, poate urma o perioadă de agradare, care va favoriza dezvoltarea unei concavităţi; între cele două unităţi de versant cu morfologii distincte, care se sudează în procesul evoluţiei, poate să apară o ruptură de pantă (Posea et al., 1976). În continuare, o nouă etapă de adâncire accelerată a râului, poate determina o nouă ruptură de pantă (fig. 6. 62). Autorii citaţi notează mai departe că *„aceasta din urmă rupe legătura formelor situate deasupra sa cu baza principală de eroziune. Ele vor evolua, în continuare, independent de aceasta, dar dependent de ruptura de pantă imediată, care devine astfel noua sa bază de eroziune”* (Posea et al., 1976, p. 187). Aceste unităţi morfologice de versant cu înclinări medii neuniforme, compuse dintr-o ruptură de pantă şi o treaptă mai netedă au fost denumite de Penck (1924) sisteme de forme de versant. În lumina noilor concepţii de evoluţie a versanţilor, sistemele de forme de versant nu sunt altceva decât unităţile morfologice şi funcţionale, pe care se manifestă cu intensitate procese geomorfologice specifice condiţiilor locale.

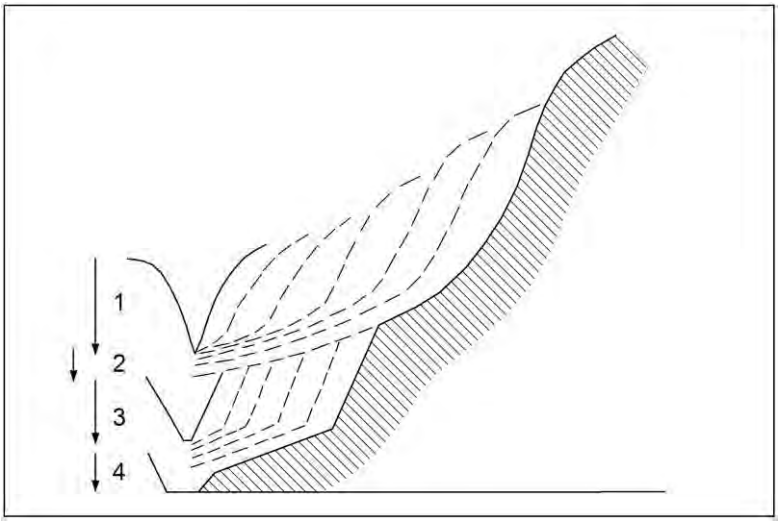


Fig. 6. 62. Formarea diverselor tipuri de versanţi pornind de la talveg: 1 – adâncire accelerată, 2 – adâncire redusă aproape complet, 3 – adâncire uniformă, 4 – adâncire redusă (toate în aceeaşi unitate de timp) (Posea et al., 1976, p. 187)

Ele se formează iniţial la baza versantului, unde primesc declivităţi ce reflectă raportul dintre eroziunea râurilor şi cea care are loc pe versant. O dată formate se dezvoltă şi se retrag lateral spre partea superioară a versantului, dispunându-se unele peste altele şi creând un relief etajat (Posea et al., 1976). Pe măsură ce evoluează, sistemul inferior câştigă teren în domeniul celui superior şi este distrus de cel care urmează. De asemenea, sistemele pe măsură ce se deplasează, devin independente

față de nivelul de bază general. În aceste condiții, există posibilitatea ca la nivelul unui râu, care este afectat de o nouă adâncire accelerată, să se formeze noi unități morfologice convexe (evoluție ascendentă), în timp ce la partea superioară să se extindă în continuare unitățile morfologice concave (evoluție descendentă) (Posea et al., 1976). Aceasta este maniera în care Penck (1924) explică posibilitatea nivelării unor teritorii, chiar dacă ele sunt afectate de mișcări tectonice de înălțare.

Acest model evolutiv se apropie cel mai mult de situațiile complexe care există în teren, dar el trebuie considerat doar ca principiu, deoarece generalizările sub aspect cauzal pot conduce la concluzii eronate (Posea et al., 1976). Autorii citați, motivează acest lucru prin faptul că, în retragerea treptelor au loc o serie de modificări datorate condițiilor locale; de exemplu rocile sunt cele care, prin diferențele de duritate, introduc diferențieri ale valorii pantelor; schimbarea condițiilor climatice pot schimba procesele geomorfologice dominante; rupturile de pantă din albii introduc discontinuități în raportarea la nivelul de bază etc.

Se poate concluziona, că în descifrarea evoluției unui versant sunt necesare cercetări la fața locului și nu aplicarea unor modele rezultate din generalizări.

O situația aparte se întâlnește în cazul versanților care evoluează doar prin procese pur gravitaționale, situație în care, în profilul versantului se disting trei sectoare: cornișa stâncoasă, panta de acumulare și panta de racord bazal, ușor concavă (Tricart, 1977) (fig. 6. 63).

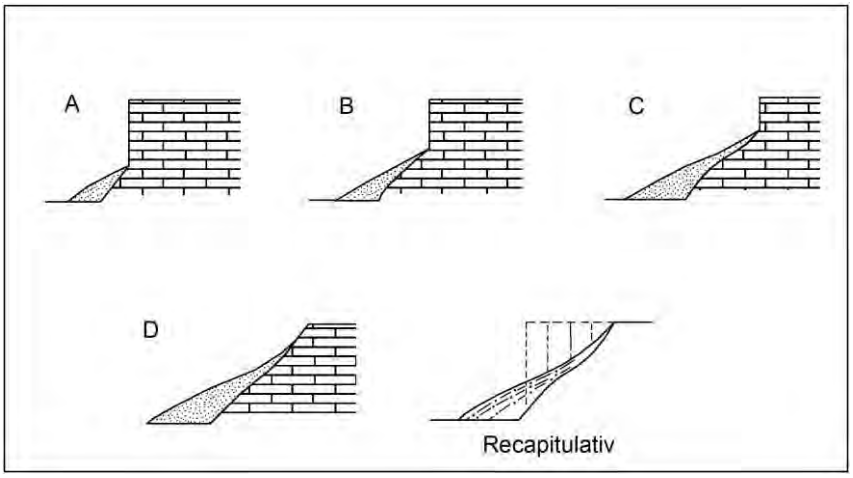


Fig. 6. 63. Stadiile de evoluție ale unui versant modelat prin procese gravitaționale, în care se observă cornișa în roci dure și suprafața de acumulare bazală, care se dezvoltă succesiv (A, B, C, D și sinteza) (Mac, 1986, p. 87)

Relațiile morfodinamice dintre albiile râurilor și versanți, cu toate că prezintă variații și diferențieri de la un teritoriu la altul, sunt de două tipuri: de conlucrare, care se înregistrează atunci când râul, subminează baza versantului, preluând

încărcătura furnizată ce acesta din urmă, şi de non-conlucrare, cele mai frecvent întâlnite, au loc atunci când versantul a ieşit de sub reglajul morfodinamic al râului, evoluând relativ independent, luncile sau terasele reprezentând nivelul de bază pentru versant (Roşian, 2011b).

A. Modele de evoluție a versanților

Pornind de la aceste scheme evolutive, cercetările ulterioare au continuat în direcția stabilirii unor modele evolutive mai concrete, care să se apropie mai mult de situația versanților din teren. Dintre acestea se remarcă următoarele: retragerea suprafeței frontale prin uzură de fasonare, retragerea paralelă rectiliniară, retragerea centrală rectiliniară, retragerea neliniară a versantului (Mac, 1986).

Retragerea suprafeței frontale prin uzură de fasonare. Acest model evolutiv propus de C. B. Beaty (1959, citat de Scheidegger, 1970), se întemeiază pe modul de acțiune a ravenelor și a torenților pe versant. Formațiunile torențiale, prin dezvoltarea lor, determină fragmentarea repetată a versantului şi coborârea suprafeței acestuia, prin îndepărtarea continuă şi ciclică a unor orizonturi din profilul versanților (fig. 6. 64).

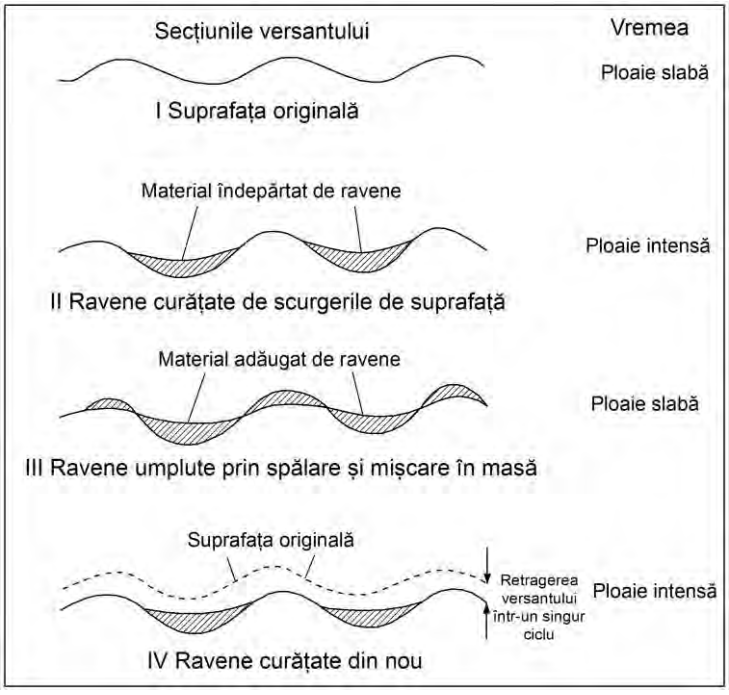


Fig. 6. 64. Reprezentarea grafică a retragerii versantului sub efectul ravinației (Beaty, 1959, citat de Scheidegger, 1970, p. 119)

Retragerea paralelă rectiliniară a fost schițată ca model încă în anul 1866 de către O. Fisher (citat de Mac, 1986), pentru ca apoi să fie dezvoltată în diverse variante, așa cum este în cazul celei propuse de Lehman (1933). Pentru a avea loc o retragerea paralelă rectiliniară a versantului, roca se consideră omogenă, fapt care determină o reducere altitudinală, cu o rată egală, pe întreaga suprafață expusă a versantului, de către procesele geomorfologice (fig. 6. 65).

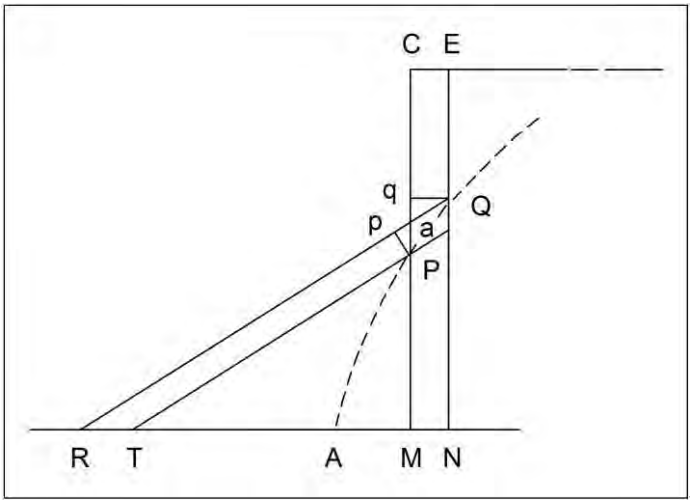


Fig. 6. 65. Retragerea paralelă rectiliniară a versantului: CP – abruptul; A – partea inferioară; TP – suprafața taluzului; reluarea eroziunii de la QE ridică panta taluzului la RQ rezultând o suprafață curbată PQ (Fisher, 1866, citat de Roering și Hales, 2013, p. 287)

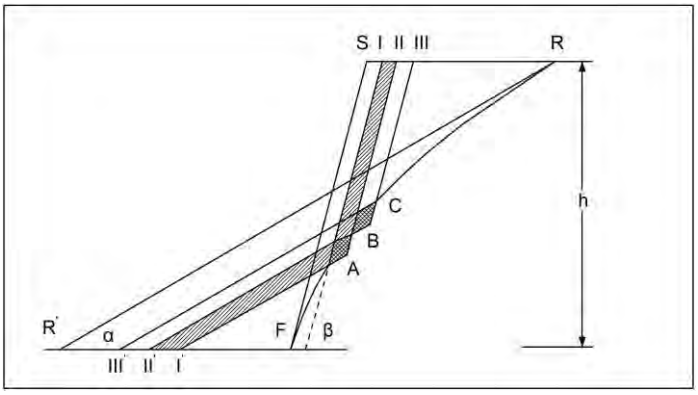


Fig. 6. 66. Construirea unei acumulări de debris la baza unui versant abrupt (Lehman, 1933, citat de Scheidegger, 1970, p. 121)

De asemenea, materialul erodat trebuie îndepărtat instantaneu, pentru ca expunerea versantului să fie aceeași pe întreaga lui suprafață. Doar în aceste condiții

are loc o retragere cu o rată egală la nivelul întregii suprafețe a versantului, ceea ce înseamnă retragerea paralelă (fig. 6. 66).

În funcție de condițiile locale, retragerea versantului poate fi impulsionată în faza inițială de prezența unui râu, care curgând la baza acestuia, este în măsură să preia materialele provenite de la partea lui superioară. Eficacitatea râului, în preluarea materialelor, se menține ridicată atât timp cât el erodează în adâncime și în lateral, iar condițiile climatice îi asigură un debit semnificativ și relativ constant.

Ulterior, pe fondul schimbării stărilor geomorfologice, la baza versantului se adună tot mai multe materiale, care nu mai pot fi preluate în totalitate de către râu, mai ales atunci când acesta din urmă își dezvoltă lunca. Acesta se interpune între albie și versant, iar materialele furnizate nu mai pot fi preluate de râu. Se ajunge în final ca versantul să evolueze total autonom, față de râul care inițial la lăsat în urmă, pe măsură ce s-a adâncit în substrat.

În realitate, evoluția este mult mai complicată, deoarece materialele acumulate la baza versantului, sub forma unui taluz de sfărâmături, acoperă o parte din suprafața inițială a acestuia. Înclinarea taluzului va fi în funcție de proprietățile granulometrice ale materialelor acumulate, reducându-se treptat de la partea inferioară spre cea superioară a versantului, direcție în care se remarcă și reducerea granulometrică a materialelor acumulate. Pe măsură ce continuă dezvoltarea taluzului, acesta acoperă tot mai mult din suprafața inițială a versantului, pe care o va proteja astfel împotriva eroziunii.

Evoluția versantului va avea loc în continuare sub efectul proceselor gravitaționale și pluviale, doar că materialele furnizate de pe suprafața lui se vor acumula la partea inferioară, pe care o acoperă treptat. Ea se transformă într-o formă de relief de tip glacis sau pediment, care va funcționa ca nivel de bază local pentru procesele de pe versant.

În aceste condiții, mai rămâne activă doar partea superioară a versantului, care continuă să se retragă, devenind, în unele situații, din ce în ce mai abruptă pe măsură ce atinge cumpăna de ape și se intersectează cu versantul opus.

Conform acestui model evolutiv, versanții nu numai că se retrag, dar își și restrâng suprafața activă spre partea superioară, determinând cu timpul intersecția versanților la nivelul interfluviilor, care se transformă în martori de eroziune de tip inselberg.

Retragerea centrală rectiliniară a versantului are la bază premisa că rata modelării crește o dată cu înălțimea, ceea ce înseamnă și o diferență cantitativă a eroziunii (fig. 6. 67). Acest model evolutiv a fost propus de către J. P. Bakker și J. N. V. Le Heux (1947). În profilul transversal al versantului se deosebesc două unități morfologice distincte: un abrupt în partea superioară și un taluz deluvio-coluvial în partea inferioară. Ele sunt delimitate de un punct de inflexiune denumit knik, care pe măsură ce taluzul bazal se dezvoltă în detrimentul abruptului, migrează spre partea superioară a versantului. Înseamnă că pe măsură ce are loc eroziunea la nivelul secțiunii superioare, în lipsa îndepărtării lor de către agenții exogeni, materialele se

acumulează inițial la baza versantului, pentru ca apoi ele să acopere suprafețe tot mai mari la nivelul acestuia, împingând secțiunea de transfer în detrimentul celei de eroziune. Cu timpul, secțiunea superioară, care își restrânge tot mai mult suprafața, furnizează din ce în ce mai puține materiale, ajungându-se la acoperirea întregului versant, atenuat ca pantă, cu o pătură de meteorizație. În aceste condiții versantul ajunge să evolueze în condiții de echilibru.

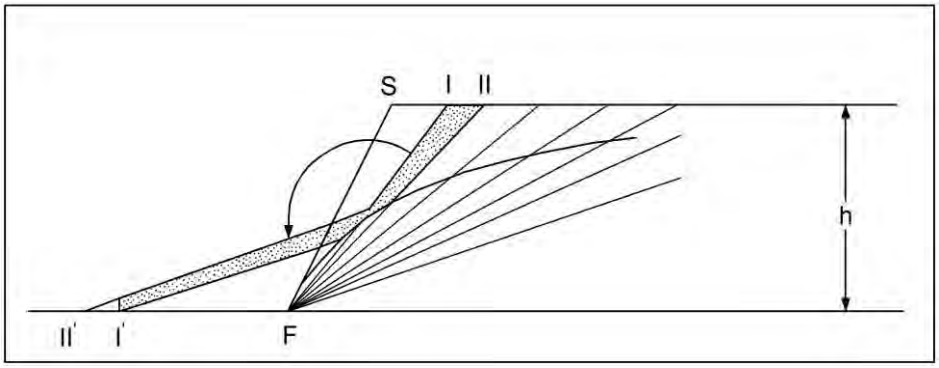


Fig. 6. 67. Retragerea central rectiliniară a versantului (Bakker și Le Heux, 1947, citați de Scheidegger, 1970, p. 128)

Retragerea neliniară a versantului poate avea loc sub diverse forme, ea fiind condiționată de eroziunea laterală a râurilor la baza versanților, de litologie și de condițiile climatice. Una dintre formele posibile de evoluție este cea de teșire continuă și nivelare (down-waring) (Powell, 1875, Davis, 1902, citați de Mac, 1986). Teșirea versantului poate avea loc prin pluvionivație, îngheț-dezgheț și creep, așa cum a fost demonstrat de către K. Takeshita (1961, citat de Scheidegger, 1970) în condiții de laborator (fig. 6. 68).

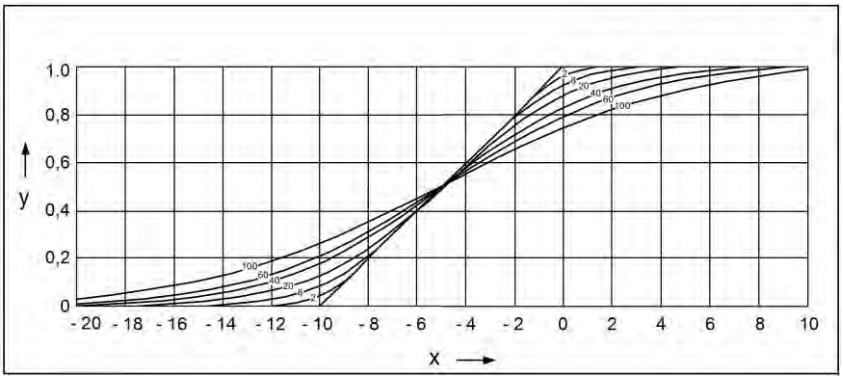


Fig. 6. 68. Evoluția în timp a pantei unui taluz reprezentată sub forma unei succesiuni de funcții Φ obținute arbitrar (Takeshita, 1963, citat de Scheidegger, 1970, p. 150)

Combinarea acestor modele evolutive, în maniera în care a făcut-o Hirano (1968), oferă o imagine mai obiectivă, mai apropiată de situaţiile ce pot fi întâlnite în teren. Este interesant de urmărit modelul combinat al denudării cu cel al retragerii versantului şi modelul combinat al retragerii şi al denudării (fig. 6. 69).

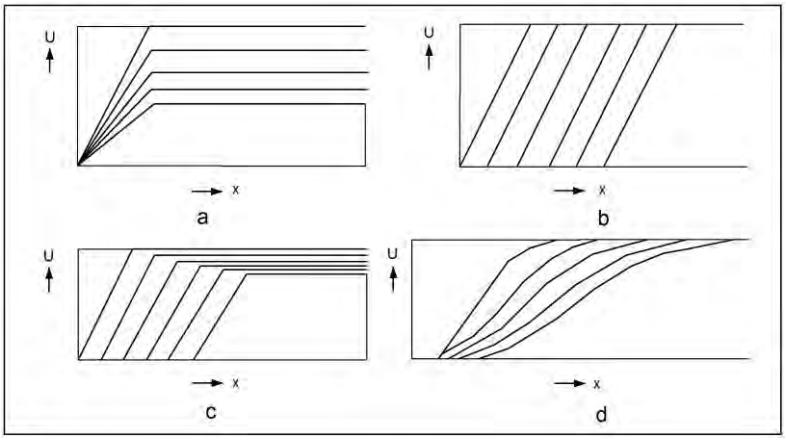


Fig. 6. 69. Modelul evoluţiei versantului: a – efectul coeficientului denudaţional, b – coeficientul recesional (de retragere), c – coeficientul combinat al denudării şi retragerii versantului, d – coeficientul combinat al retragerii şi al denudării (Hirano, 1968, citat de Grecu şi Palmentola, 2003, p. 151)

Atât modelele prezentate, cât şi celelalte existente în literatura de specialitate (Scheidegger, 1970, 1972, Young, 1963, 1970, Anhert, 1970, 1987 etc.) exprimă pe de o parte linia generală a dinamicii versantului pe termen scurt, iar pe de altă parte tendinţa evoluţiei versantului ca întreg, pe termen lung, inclusiv evoluţia reliefului (Grecu şi Palmentola, 2003).

Indiferent de modelul evolutiv adoptat, tendinţa generală este aceea de reducere a înclinării versanţilor, ca efect al evacuării materialelor meteorizate, de pe suprafeţele înclinate, şi acumularea temporară a lor la partea inferioară a versanţilor.

Înseamnă că tendinţa spre netezire, spre reducere a pantelor este o lege absolut generală a versanţilor (Mac, 1976). Mecanismele sunt complexe şi conjugate, clima şi vegetaţia determinând diferenţieri în prioritatea factorilor şi viteza modelării.

Modele evolutive prezentate ajută la pătrunderea în esenţa mecanismelor evolutive ale versanţilor, dar geomorfologul nu trebuie să uite că natura nu este reducţionistă, iar cinematica versantului ia forme complexe întotdeauna (în timp) şi peste tot pe glob (Mac, 1986).

Confruntarea modelelor evolutive prezentate cu versanţii din teren, nu face altceva decât să confirme că dezvoltarea versanţilor este una complexă. În cadrul ei intervin, se completează şi se suprapun factori cu intensităţi şi sensuri diferite, cum sunt mişcările tectonice, variaţii ale nivelului de bază, adâncirea reţelei hidrografice,

supraînălțări ale paturilor aluviale etc. (Mac, 1976). Toate acestea conduc la variații ale declivității, la schimbarea mecanismelor de modelare, care în final conduc la apariția unor formelor de relief complexe sau poligenetice.

B. Influența climatului în evoluția versanților

Analiza versanților în profil longitudinal, relevă diferențieri în dispunerea unităților morfologice și funcționale, în funcție de tipul climatului, chiar dacă litologia și structura este asemănătoare. Cele mai complexe forme de versat se întâlnesc în teritoriile în care schimbările climatice din Cuaternar și-au făcut simțită prezența și la nivelul unităților morfologice și funcționale ale acestora.

Profile tipice de versant se dezvoltă în teritoriile cu următoarele tipuri de climat: temperat umed, tropical umed, tropical uscat și rece.

În **climatul ecuatorial și tropical umed** unitățile morfologice și funcționale ale versanților variază în raport de condițiile genetice oferite de pădurile ecuatoriale, savane și teritoriile afectate de musoni. Dezvoltarea versanților are loc pe fondul unei alterări profunde a substratului, la care se adaugă o evacuare diversă a materialelor de pe versanți, îndeosebi prin spălare în suprafață, în soluție și prin creep. Adâncirea rapidă a văilor influențează în mod direct formarea și dezvoltarea versanților, ajungându-se la sectoare drepte și în cazuri extreme chiar la abrupturi (Mac, 1986).

În pădurile ecuatoriale umede, procesul de disoluție devine dominant, iar versanții au formă convexă la partea superioară, la care se adaugă un segment inferior drept sau chiar ușor concav (fig. 6. 70 A).

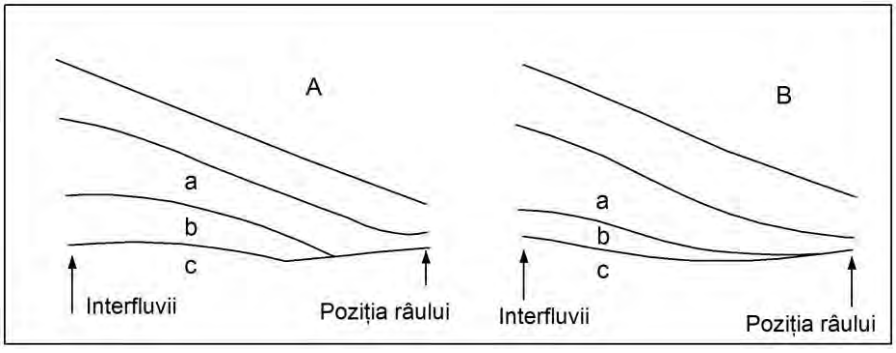


Fig. 6. 70. Secvențe ale dezvoltării ideale a unui versant rectiliniu în condițiile pădurii umede ecuatoriale (A) și savanelor (B) (Mac, 1986, p. 93)

În savane, unde procesul de disoluție este mult diminuat, apare dezagregarea în sezonul uscat și evacuarea din sezonul ploios. Versantul inițial rectiliniu se dezvoltă treptat în direcția formării unei convexități restrânse în partea superioară și a unei concavități extinse în partea inferioară (fig. 6. 70 B.).

În **climatul tropical uscat** unitățile morfologice și funcționale ale versanților sunt în număr de patru: convexitatea superioară, abruptul versantului, segmentul rectiliniu și concavitatea bazală (fig. 6. 71).

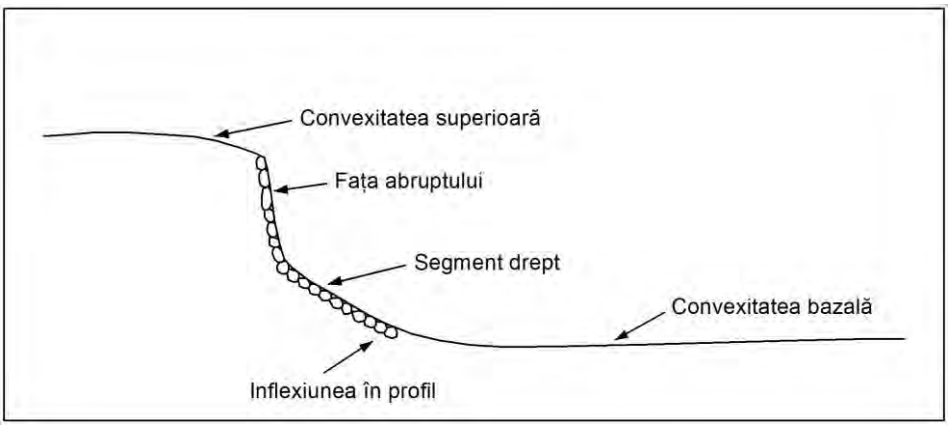


Fig. 6. 71. Profil-sinteză de versant specific climatului tropical uscat (Mac, 1986, p. 93)

Convexitatea superioară, situată deasupra abruptului versantului, s-a format prin acțiunea pluviodenudației.

Abruptul stâncos sau fața liberă a versantului este rezultatul proceselor intense de meteorizație, în cadrul cărora dezagregarea are un rol esențial. Evacuarea materialelor preparate la nivelul acestuia revine spălărilor rapide prin intermediul denudării peliculare, întreținută de apa provenită de la partea superioară a versantului, și prin eroziunea în rigolă, cauzată de ploile torențiale (Mac, 1986).

Segmentul rectiliniu are o proveniență mixtă, el fiind în principal rezultatul acumulării materialelor grosiere, iar în subsidiar cel al spălării materialelor fine.

Convexitatea bazală constituie forma tipică a profilului versanților formați în regiunile semiaride și aride (Mac, 1986). Ea se formează prin eroziune și retragere paralelă a versantului, procese care au loc concomitent cu redepozitarea materialelor fine transportate de scurgerea curenții temporară a apei.

Retragerea paralelă a versanților, pe distanțe apreciabile, determină formarea pedimentelor. Din fostele suprafețe, în care s-au adâncit inițial râurile pentru a forma versații, rămân din loc în loc doar martori de eroziune de tipul inselberg-urilor înconjurați de pături de sfărâmături.

În **climatul temperat umed** versantul are două unități morfologice și funcționale: convexitatea superioară și concavitatea bazală. Prezența sectoarelor rectilinii sau abrupte nu este exclusă. Ele se explică prin manifestarea unor factori care nu țin de tipul de climat, cum ar fi: adâncirea rapidă a râurilor, manifestarea unor mișcări tectonice rapide, precum și prin diferențieri litologice. Segmentele drepte și cele abrupte, specifice versaților văilor tinere, își reduc treptat suprafața și

apoi dispar, pe măsură ce văile devin mature, ceea ce înseamnă că alături de climat, variabila timp îndeplinește un rol de seamă, în reducerea numărului de unități ale versantului (Mac, 1986).

Convexitatea superioară este rezultatul pluviodenudației și al proceselor de creep, în timp ce formarea concavității bazale se datorează proceselor de meteorizație, însoțite de evacuarea lentă a materialelor de către scurgerea apei pe versant. Pe măsura dezvoltării depozitului de la baza versantului, sectorul drept, în situația în care există, se scurtează și se mută treptat către partea superioară a versantului, dominat de convexitatea superioară (fig. 6. 72).

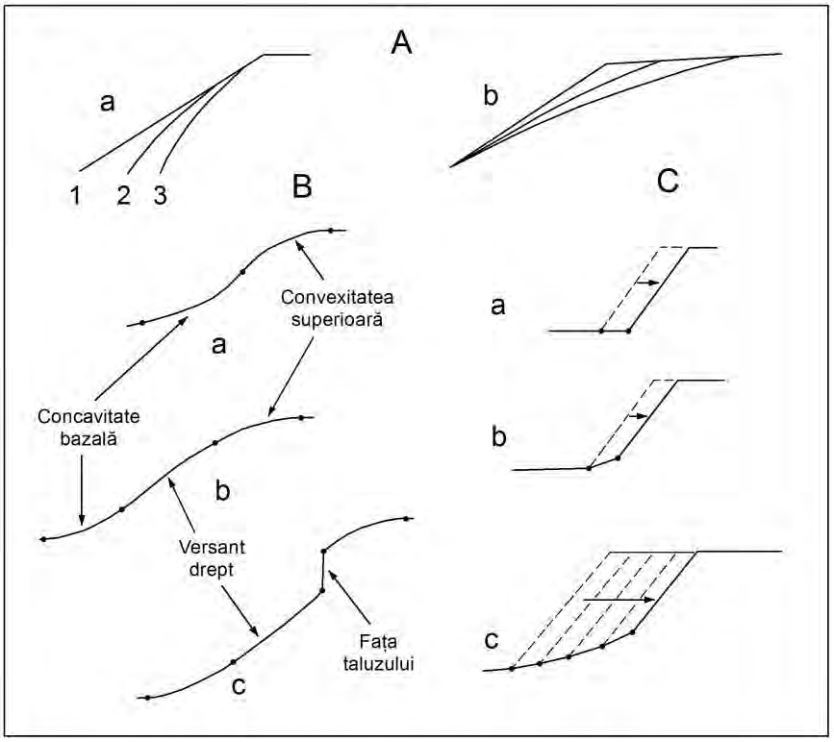


Fig. 6. 72. Profil tipic de versant în zona temperată umedă. A. (a, b) părțile componente, B. (a, b, c) dezvoltarea teoretică a profilului convex, C (a, b, c)dezvoltarea teoretică a concavității bazale prin retragerea secțiunii inițiale drepte (Mac, 1986, p. 92)

Concavitatea bazală care se formează treptat prin acumularea materialelor care provin de la partea superioară diferă de cea inițială, ea având o înclinare mai redusă.

Per ansamblu, versanții cu două unități morfologice și funcționale, dezvoltați sub auspiciile climatului temperat umed evoluează în condițiile unui echilibru dinamic.

În **climatul rece** versanții au în general trei unități morfologice și funcționale: peretele stâncos (echivalent cu cliff face-ul din climatul arid), taluzul (constituit din sfărâmături), panta joasă taluvială de tip congelifluxional sau teraseta periglaciară (fig. 6. 73 A). Componente similare, dar în număr de patru, sunt menționate și de către A. Jahn (1960), pentru un profil de versant din insulele Spitzbergen: peretele stâncos, taluzul de sfărâmături, terasa de solifluxiune și concavitatea bazală (panta spălată) (fig. 6. 73. B).

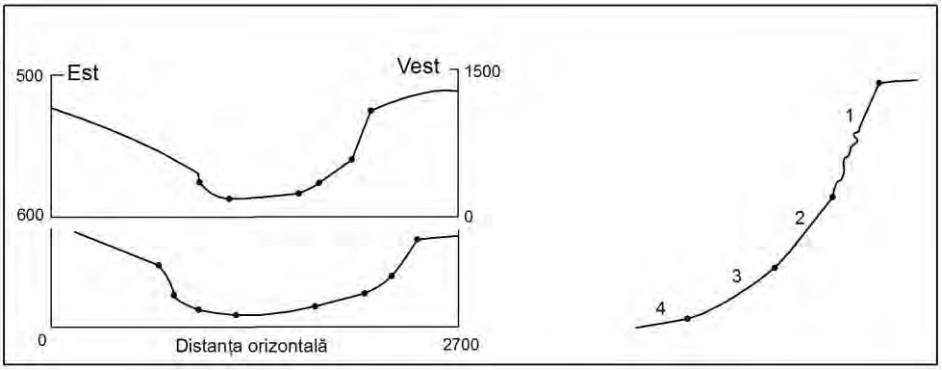


Fig. 6. 73. A. Profil tipic de vale-versant în zona periglaciară Karkevagge din Suedia: 1 – perete abrupt în micașist, 2 – taluzul versantului, 3 – panta de congelifluxie, 4 – acumulări grosiere în patul văii (Rapp, 1960, citat de Mac, 1986, p. 94); B. Profil tipic de versant în Insulele Spitzbergen: 1 – perete stâncos, 2 – taluz, 3 – terase de solifluxiune, 4 – panta spălată (Jahn, 1960, citat de Mac, 1986, p. 94)

Analiza versanților în diferite condiții climatice, relevă că unitățile convexă și concavă se întâlnesc aproape peste tot, iar procesele geomorfologice care au loc la nivelul lor sunt cele care direcționează evoluția versanților.

Dezvoltarea unităților morfologice și funcționale de versant este influențată de două variabile (Mac, 1986): meteorizația, cea care furnizează materialele, și transportul, cel care le evacuează spre baza versantului.

Convexitatea superioară a versanților este generată și menținută îndeosebi de meteorizație, creep și pluviodenudație, în timp ce concavitatea bazală se formează ca efect al acumulării materialelor rezultate din procesele de retragere a unității mijlocii și superioare a versanților.

Prezența unui segment intermediar, drept sau abrupt, poate fi considerată doar ca expresie a stadiului de tinerețe în care se află versantul (Mac, 1986). Ulterior, pe parcursul evoluției unitatea mai abruptă de la mijlocul versantului se estompează, ajungându-se la forme evoluate ale profilului de versant, așa cum au fost sugerate în modele propuse de W. M. Davis (1912), W. Penk (1924) și L. C. King (1962).

C. Ipoteze privind evoluția versanților

Pentru includerea evoluției versanților în scheme evolutive simple, au fost emise trei ipoteze: declinul versanților, înlocuirea versanților și retragerea paralelă a versanților (Rădoane et al., 2001).

Declinul versanților este un model evolutiv propus de Davis (1899, 1912). Se plecă de la premisa că unitatea înclinată a versantului descreşte progresiv, atât ca valoare, cât şi ca suprafață, în detrimentul convexității superioare şi a concavității inferioare (fig. 6. 74). Se consideră că declinul versanților predomină în teritoriile montane (Rădoane et al., 2001).

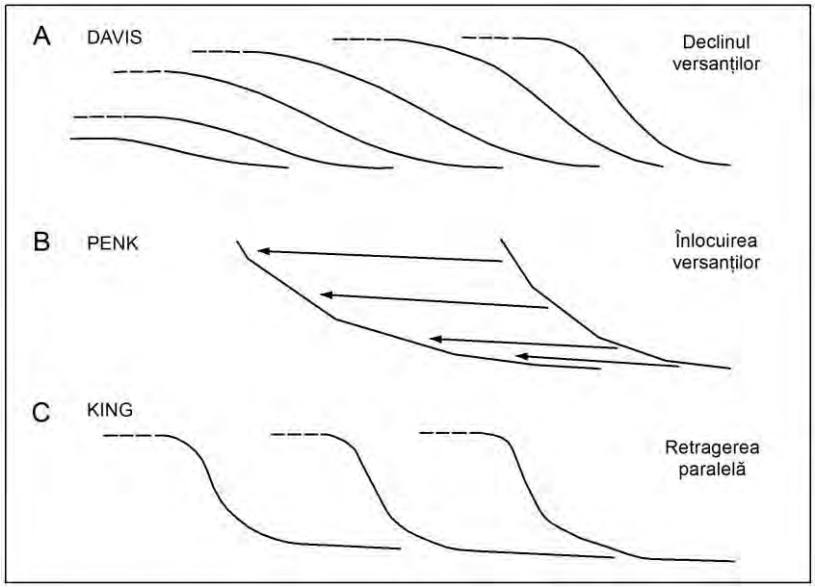


Fig. 6. 74. Principalele ipoteze ale evoluției versanților (Summerfield, 1991, citat de Rădoane et al., 2001, p. 69)

Înlocuirea versanților are loc în modelul propus de Penck (1924). Conform acestuia, unitatea abruptă descreşte concomitent cu dezvoltarea unei unități cu declivitate redusă, pornind de la partea inferioară spre cea superioară (fig. 6. 74). Se ajunge printr-o evoluție îndelungată, ca cea mai mare parte a profilului de versant să devină concavă. Cu alte cuvinte fiecare secvență evolutivă a versantului este înlocuită cu alta în care acesta devine mai puțin înclinat pe măsură ce se retrage.

Retragerea paralelă a versanților este susținută de modelul propus de King (1953, 1962), în care se argumentează că unitatea de maximă înclinare a versantului își menține unghiul constant, chiar dacă concavitatea de la baza versantului creşte (fig. 6. 74). Retragerea paralelă a versanților predomină în situațiile în care stratul de la partea superioară a versantului este mai rezistent, decât cel aflat la partea

inferioară; pe măsură ce rocile rezistente vor fi îndepărtate, se poate ajunge ca versantul să își schimbe evoluția de la retragere paralelă la declin (Rădoane et al., 2001). Cele mai favorabile condiții actuale, pentru retragerea versanților, se întâlnesc în teritoriile cu climat arid și semiarid. Retragerea paralelă a versanților presupune recul continuu a acestora, în urma lor rămânând o treaptă ușor înclinată, presărată cu o pătură de meteorizație mereu împrospătată cu materiale care provin de la partea superioară, denumită pediment sau glacis.

Ideile din modele prezentate, deși au influențat destul de mult viziunea asupra evoluției reliefului, nu au fost elaborate măsurători directe și riguroase în teren; de asemenea, la baza elaborării acestor modele evolutive schematice nu au stat nici prognoze realizate pe baze cantitative (Rădoane et al., 2001).

Studierea versanților în teren demonstrează că, evoluția lor se dovedește mult mai complexă, decât se poate explică pornind de la modele evolutive generale. Așa cum se reiese și din subcapitolele următoare, evoluția versanților este condiționată de procesele geomorfologice ce au loc la nivelul lor, care la rândul lor sunt direcționate de litologie și structură, pe fondul unor condiții climatice favorabile.

De exemplu, un versant în rocă dură va evolua prin retragere paralelă atât timp cât masa de rocă se menține uniformă, iar materialele furnizate sunt continuu îndepărtate, fără să se acumuleze la partea inferioară. O astfel de situație este dificil de întâlnit în teren, deoarece varietatea litologică este mare, iar variațiile climatice care au loc influențează morfologia versantului.

6.2.2.8.4. Clasificarea versanților

Versanții pot fi clasificați după diverse criterii, cele mai utilizate fiind următoarele: forma în profil transversal, gradul de înclinare, după dimensiune, poziția pe care o ocupă într-un bazin hidrografic, relația cu structura geologică, intensitatea modelării etc.

După **forma în profil transversal** versatul poate fi: drept, convex, concav și în trepte.

În funcție de **gradul de înclinare** se deosebesc: versanți foarte înclinați (peste 35^o), înclinați (15 – 35^o), cu pantă medie (8 – 15^o), slab înclinați (4 – 8^o) și foarte slab înclinați (2 – 4^o) (Grecu și Palmentola, 2003).

După **dimensiune** se deosebesc: versanți cu dimensiuni mari (de munte), cu dimensiuni mijlocii (de deal și podiș) și versanți cu dimensiuni reduse (în câmpie) (Grecu și Palmentola, 2003).

În raport cu **poziția pe care o ocupă într-un bazin hidrografic** se disting trei tipuri de versanți (Rădoane et al., 2001): versanți de obârșie, versanți pinten sau de terminare a unui interfluviu și versanți de vale (fig. 6. 75).

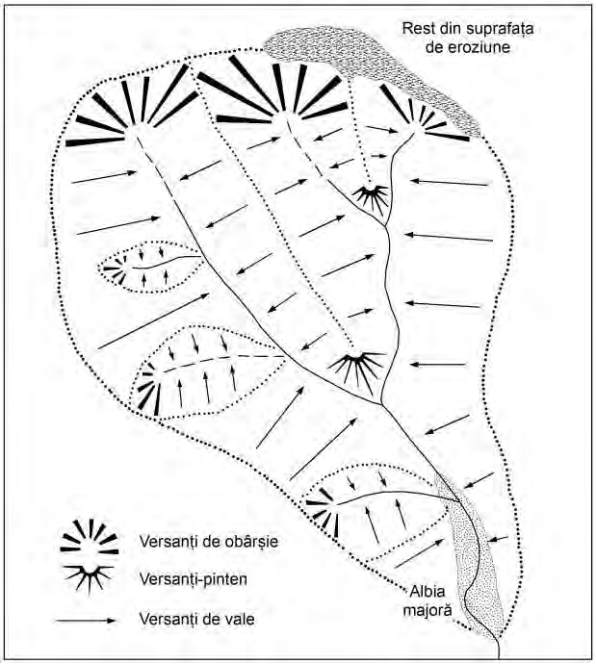


Fig. 6. 75. Localizarea categoriilor de versant într-un bazin hidrografic (Young, 1972, citat de Rădoane et al., 2001, p. 30)

Criteriul relației versanților cu structura geologică permite separarea a trei tipuri de versanți (Blaga, et al., 2014): versanți consecvenți (se suprapun pe suprafața unui strat geologic), versanți insecvenți (întretaie sud un anumit unghi straturile) și versanți asecvenți (formați pe depozite geologice nestratificate).

Analiza intensității modelării permite separarea următoarelor a două tipuri de versanți: cu dinamică și modelare pronunțată, respectiv versanți în echilibru dinamic.

6.2.2.8.5. Scurgerea apei pe versant și formele de relief generate

Considerată cel mai important, mai activ și mai răspândit dintre agenții exogeni, apa își începe activitatea sculpturală asupra rocilor și structurilor, din momentul în care cade din atmosferă, sub formă de picături de ploaie (Rădoane et al., 2001). Din momentul în care ajunge pe substrat ea alimentează scurgerea, care având loc sub diverse forme devine un agent morfogenetic generator de forme de relief variate.

Precipitațiile care cad pe un versant urmează diverse căi: se evaporă, se scurg pe linia de cea mai mare pantă, se stochează sau se infiltrează. Cu excepția versanților alcătuiți din roci impermeabile, cea mai mare parte a apei care se infiltrează va

percola, până la nivelul apelor freatice sau va migra lateral prin versant mai mult sau mai puțin paralel cu suprafața acestuia (fig. 6. 76).

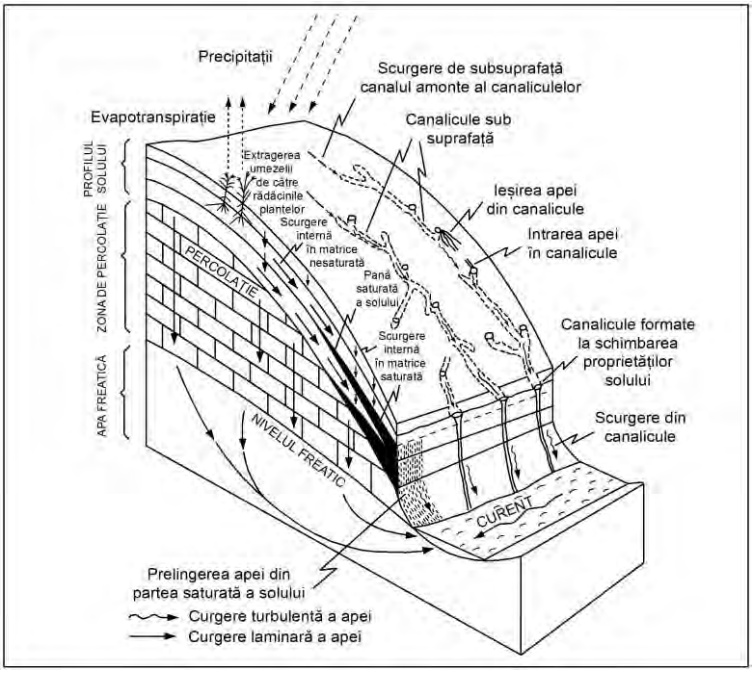


Fig. 6. 76. Scurgerea de subsuprafață pe versanții acoperiți cu sol (Atkinson, 1978, citat de Chorley et al., 1984, p. 265)

Scurgerea apei provenită din precipitații pe versanți, contribuie la modelarea lor prin intermediul unor procese care implică desprinderea materialelor, transportul și depunerea lor. În urma acestor procese rezultă forme de relief specifice.

Urmărirea acțiunii hidrodinamice a apei pe versant, evidențiază că ea se realizează în trei modalități diferite, între care există o strânsă legătură: picături de ploaie, curenți peliculari (curenți bidimensionali sau dispersați) și curenți de albie (Mac, 1986).

A. Pluviodenudarea

Interacțiunea picăturilor de ploaie și a grindinei cu substratul și efectul acesteia reprezintă pluviodenudarea. Picăturile de ploaie la nivelul substratului realizează două feluri de acțiuni (Mac, 1986): acțiunea de izbire-împroșcare (splash) și spălare (wash).

Pluviodenudarea începe cu izbirea substratului de către picăturile de ploaie, se continuă cu desfacerea agregatelor, pentru ca apoi să aibă loc împroșcarea materialului și depunerea lui în pelicula de apă, care se formează pe suprafața terenului. Mai trebuie reținut că pe un teren uscat, la primele picături de ploaie, până

nu se formează o peliculă care să-l umecteze, aerul rămâne blocat în spațiul capilar. Presiunea exercitată asupra lui de către pelicula de apă, pe cale de îngroșare, determină erupția bulelor de aer și spargerea agregatelor (Mac, 1986)

Pluviodenudarea se află în relație directă cu forța pe care picăturile de ploaie o au la contact cu substratul. Ea rezidă din mărimea picăturilor de apă, viteza lor de cădere, cantitatea și durata ploii. Mărimea și viteza de cădere a picăturilor compun împreună agresivitatea ploilor.

În mod normal mărimea picăturilor de ploaie, și legat de ea și greutatea lor, variază de la picăturile fine ale ploilor liniștite de toamnă, până la picăturile mari, de 5 – 8 mm, ale averselor de vară (Mac, 1976).

Acțiunea picăturilor de ploaie este condiționată de o serie de factori dintre care se remarcă: roca, panta, vegetația, climatul, utilizarea terenurilor etc.

In urma interacțiunii picăturilor cu substratul, cel mai afectat este solul și rocile friabile, când acestea se află expuse. În urma impactului picăturilor de ploaie, din sol se desprind particule fine, care sunt împrăștiate în toate direcțiile (fig. 6. 77). Picăturile de ploaie care vin ulterior reiau aceste particule și le izbesc din nou. Desfășurarea procesului duce la desprinderea continuă din sol a altor particule, concomitent cu prelucrarea celor mobilizate deja, conducând la formarea unei pelicule de material afânat, care pe măsură ce ploaia continuă, ajung să fie deplasate conform pantei. Un astfel de transport este limitat pe terenurile cvasiorizontale, dar devine eficace pe cele înclinate, unde are loc un transfer lent, spre partea inferioară a formelor de relief; pe terenurile în pantă deplasarea particulelor are loc pe distanțe și mai mari spre aval (fig. 6. 77). De exemplu, la o pantă de 9^o materialul aruncat spre aval este de aproximativ trei ori mai abundent decât cel aruncat spre amonte (Tufescu, 1966).

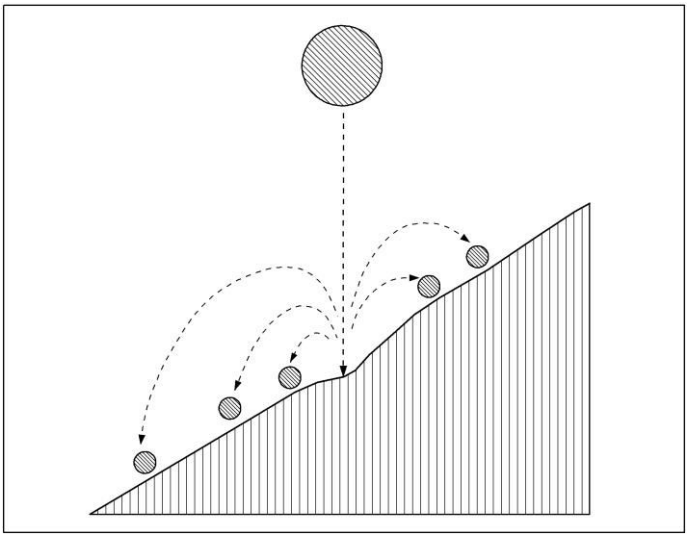


Fig. 6. 77. Acțiunea picăturii de ploaie în dislocarea solului (Tufescu, 1966, p. 295)

Ploaia are şi rol de a bătătorii solul lipsit de un înveliş vegetal, determinând cu timpul scăderea permeabilităţii acestuia.

Manifestarea pluviodenudării conduce la teşirea şi rotunjirea asperităţilor terenului. Efectivitatea ei este mai redusă pe rocile dure şi pe terenurile acoperite cu un înveliş vegetal consistent, care prin intercepţie anihilează forţa picăturilor de ploaie.

Pluviodenudarea este maximă în teritoriile aride, semiaride, unde învelişul vegetal este destul de efemer. La fel se întâmplă şi în teritoriile din climatul temperat-continental, unde ploile, chiar dacă sunt rare, acţionează pe un substrat prea puţin protejat de învelişul vegetal. De asemenea, în climatele cu un anotimp ploios şi unul secetos efectul pluviodenudaţiei ia proporţii, lucru care se întâmplă şi pe terenurile defrişate şi arate, din zona ecuatorială şi temperată (Mac, 1976).

B. Denudarea peliculară

Ea este realizată de scurgerea neconcentrată a apei, exercitată pelicular pe suprafaţa versantului sau a altor forme de relief înclinate. Procesul mai este denumit şi ablaţie, eroziune laminară, eroziune peliculară, spălare sau eroziune de suprafaţă.

La acest proces se ajunge în urma unor cantităţi suficiente de precipitaţii, pe fondul scăderii capacităţii de infiltrare în substrat. Mişcarea apei sub formă peliculară pe versant, determină desprinderea particulelor de sol sau din roca in situ şi transportul lor spre partea inferioară a versantului, unde fie se acumulează, fie sunt preluate râuri.

Când ploile sunt de durată şi însemnate cantitativ, stratul de apă care se formează devine gros, iar din cauza neregularităţilor terenului se dezvoltă curenţi verticali, care amplifică puterea de eroziune (Mac, 1976). Stratul de apă care se scurge pe suprafeţele înclinate devine mai gros cu distanţa, sporindu-şi capacitatea de evacuare (Horton, 1945). Autorul citat menţionează că forma profilului versantului, grosimea stratului pelicular şi forţele de curgere a apei sunt determinate de şase variabile: intensitatea precipitaţiilor, capacitatea de infiltrare a apei în sol, lungimea scurgerii peliculare, panta, asperitatea suprafeţei terenului şi regimul scurgerii.

Materialele desprinse din versant sunt transportate atât prin târâre, cât şi în suspensie. Când se depun la baza versantului ele pot acoperii, sub forma unei pelicule vegetaţia ierboasă.

Denudarea peliculară este influenţată de climă, vegetaţie, declivitate, relief, litologie şi de acţiunea componentei antropice, cu deosebire în regiunile temperat-continentale şi umede, ca urmare a defrişării, desţelenirii şi prelucrării agricole a versanţilor (Mac, 1986).

Eficacitatea denudării peliculare este specifică teritoriilor care au climat semiarid unde substratul este lipsit de un înveliș vegetal consistent, iar ploile au un caracter torențial. De asemenea, procesul se manifestă intens și pe terenuri defrișate, în condițiile unui climat temperat uscat.

Denudarea peliculară cu toate că este un proces care nu se manifestă spectaculos în timp scurt, motiv pentru care de multe ori nu este măsurat și calculat, are consecințe dintre cele mai negative, pe termen lung, asupra orizonturilor solului, contribuind la îndepărtarea acestora. Rezultatul principal al acestui proces constă în scăderea continuă a fertilității, cu toate efectele inerente. Tocmai de aceea trebuie recurs la măsuri care să prevină ajungerea în asemenea situații.

C. Scurgerea prin curenți concentrați

În condițiile în care precipitațiile continuă și capacitatea de infiltrare scade, se ajunge la concentrarea apei în șiroaie elementare, în rigole și ogașe, pentru ca apoi în măsura în care acestea evoluează, să se ajungă la drenarea apei prin albii permanente de tipul ravenelor și torenților; acestea din urmă sunt cele mai reprezentative forme de relief rezultate în urma scurgerii concentrate, alcătuind împreună formațiunea de modelarea torențială.

Faptul că ele nu se întâlnesc pe toate suprafețele înclinate de tipul versanților, înseamnă că la geneza lor concură mai mulți factori, dintre care se remarcă cei climatici (aridizare, schimbarea intensității precipitațiilor) și antropici (defrișări, utilizarea agricolă a versanților cu valori mari ale înclinării, distrugerea vegetației prin pășunat excesiv). De cele mai multe ori în teren, pe fondul unui factor dominant, are loc asocierea unora secundari, fapt care conduce la un mediu favorabil inițierii și evoluției acestor formațiuni.

a. Rigolele. Odată cu creșterea grosimii stratului de apă pelicular de pe suprafața versantului, are loc transformarea lui în curenți tridimensionali, care acționând la nivelul substratului îl modelează. Rezultă astfel forme elementare de tipul rigolelor, cu adâncimi de câțiva centimetri, care nu întotdeauna se păstrează până la următoarea ploaie, în cazul în care nu evoluează spre forme superioare (fig. 6. 78).

În formarea rigolelor o influență deosebită o are climatul și modul de utilizare a terenurilor, motiv pentru care cele mai susceptibile terenuri sunt cele care au climat arid și semiarid. La fel de predispuse sunt și cele din climatele musonice, unde în perioada secetoasă vegetația se usucă și își pierde din rolul protector, iar substratul devine afânat datorită meteorizației, fiind astfel susceptibil unei spălări intense în sezonul ploios care urmează.

Pe fondul unei utilizări inadecvate a terenurilor, rigolele se formează și în alte condiții climatice, cum sunt cele temperate, îndeosebi datorită pășunatului excesiv, arării terenurilor agricole, exploatării resurselor minerale utile, în cariere la zi etc.

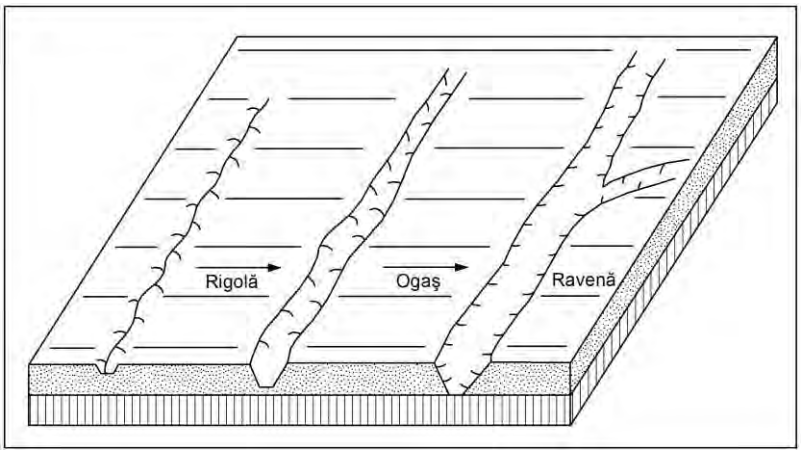


Fig. 6. 78. Stadii ale eroziunii prin curenți concentrați (Hosu, 2009, p. 79)

b. Ogașele. În condiții favorabile, unele rigole se dezvoltă exagerat și devin stabile. Prin concentrarea apei din timpul ploilor pe același canal de drenaj, acesta se adâncește își mărește lungimea, ducând la o nouă formă de relief, cunoscută sub denumirea de ogaș.

El prezintă o formă rectilinie sau cu ușoare sinuozități, cu profil transversal în formă de V, la care se adaugă o adâncime cuprinsă între 0,30 și 2 m. La formarea ogașelor contribuie și activitatea desfășurată de către componenta antropică, îndeosebi prin ararea terenurilor perpendicular pe curbele de nivel, prin defrișarea pădurii, prin încurajarea pășunatului excesiv, mai ales atunci când substratul este unul argilos, marnos sau nisipos (Mac, 1976).

c. Revenele. Prin dezvoltarea în continuare a eroziunii liniare ogașele se adâncesc și își măresc lungimea, trecând în forme superioare de organizare și dezvoltare cunoscute sub denumirea de ravene. Lungimea lor ajunge la zeci și sute de metri, adâncimea depășește 2 m (uneori ajunge până la 8 – 10 m), ceea ce înseamnă că ele se adâncesc și în rocile in situ, aflate sub orizonturile de sol.

La o ravenă se deosebesc următoarele elemente (fig. 6. 79):

- ***vârful ravenei*** - prin intermediul căruia are loc înaintarea ravenei spre partea superioară a versantului;

- ***malurile ravenei*** - abrupte și afectate de surpări;

- ***albia ravenei*** - de obicei în formă de V, cu praguri și îngrămădiri de material, rămas în urma scurgerii sau provenit din maluri;

- ***conul de împrăștiere*** - poziționat la baza versantului sau pe o unitate de luncă, rezultat în urma depunerii debitului solid, o dată cu reducerea înclinării albiei ravenei și în consecință a scăderii energie libere pentru asigurarea transportului;

- ***muchia ravenei*** - linia care descrie conturul ravenei, delimitând-o de suprafața terenului în care este adâncită.

Profilul longitudinal al ravenelor poate fi continu sau discontinuu, datorită pragurilor sau treptelor care există în albia lor. Pragurile care apar în albiile ravenelor sunt de patru tipuri (Bălteanu, 1983): praguri datorate curenților hidrodinamici puternic încărcați cu material, care au posibilitatea de a se descărca ritmic; praguri formate prin unirea ravenelor într-o singură albie; praguri de reactivare, specifice ravenelor dezvoltate pe fundul văilor; praguri litologice. Ele au fost stabilite pe baza cercetărilor efectuate în Subcarpații Buzăului.

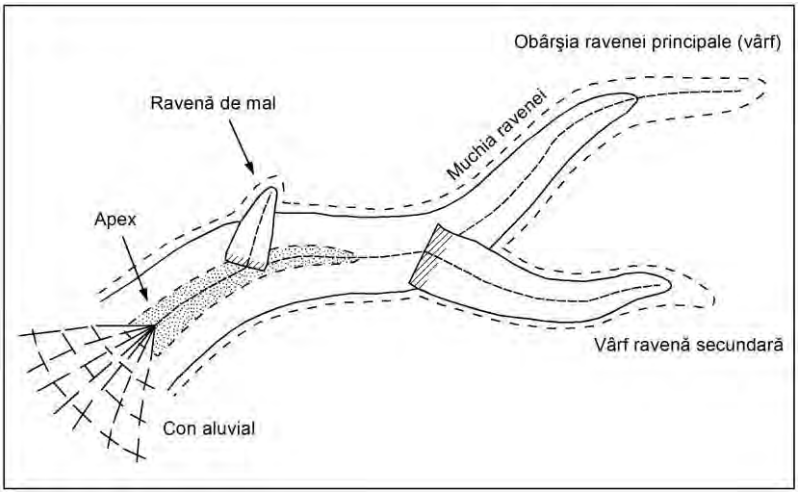


Fig. 6. 79. Elementele unei ravene (Rădoane et al., 2001, p. 61)

Alături de ravenele simple există şi ravene ramificate sau compuse, ca o consecință a apariției ravenelor incipiente pe malurile ravenei principale.

Cauzele formării ravenelor. Cu toate că ravenele se întâlnesc în condiții climatice şi de relief preexistent foarte variate, şapte sunt cauzele principale care stau la baza formării lor: climatul, relieful, geologia, solul, activitățile antropice, scurgerea de suprafață şi scurgerea de subsuprafață (Rădoane et al., 1999).

Climatul este cel care determină pe de o parte agresivitatea proceselor de eroziune, iar pe de alta tipul şi densitatea vegetației, care se instalează (Rădoane et al., 1999). Dintre elementele climatice, cele care influențează semnificativ inițierea procesului de geneză a ravenelor sunt temperatura şi precipitațiile. În același timp climatul favorizează apariția ravenelor, prin dezechilibrele ecologice pe care le introduce prin variația elementelor climatice. Schimbările climatice, fie în direcția unei aridizări, fie în direcția creşterii cantităților de precipitații, care au un regim torențial, sunt în măsură să accentueze procesele de eroziune, care au loc pe suprafețele înclinate de tipul versanților, taluzurilor, frunților de terasă, falezelor etc.

Relieful este o variabilă favorabilă inițierii şi dezvoltării ravenelor, fapt ilustrat de relațiile acestora cu panta, lungimea şi orientarea versantului, suprafața bazinului de

drenaj şi distanţa până la cumpăna de ape (Rădoane et al., 1999). De exemplu, pentru teritoriul dintre Siret şi Prut s-a evidenţiat că, terenurile cu cea mai mare susceptibilitate la iniţierea ravenelor se află la intersecţia următorilor factori: orientarea versanţilor spre NE şi SV (versanţii văilor consecvente); panta versanţilor între 20 – 30º; lungimea versanţilor între 300 – 500 m şi litologia predominant nisipoasă (Rădoane et al., 1995).

Geologia favorizează geneza ravenelor mai mult indirect, prin influenţa pe care o are asupra formării regolitului şi solului (Rădoane et al., 1999). În urma adâncirii ravenele pot ajunge la roca in situ, care fiind mai rezistentă la eroziune decât solul şi scoarţa de meteorizaţie, acţionează ca un factor restrictiv, obligând ravena să se dezvolte lateral, situaţie în care eroziunea la nivelul malurilor devine eficace (Rădoane et al., 1999). Alături de rocă şi dispunerea straturilor geologice este în măsură să favorizeze iniţierea ravenelor, aşa cum este în cazul Podişului Moldovei, unde versanţii consecvenţi sunt cei mai predispuşi la ravenare (Rădoane şi Rădoane, 1992).

Solul influenţează îndeosebi procesul de iniţiere a ravenelor, datorită proprietăţilor pe care le are. De exemplu, un sol compact şi argilos împiedică infiltraţia, dar în acelaşi timp este relativ rezistent la eroziune, comparativ cu unul nisipos şi necoeziv, care favorizează infiltraţia, dar în acelaşi timp este uşor de erodat (Rădoane et al., 1999).

Activităţile antropice care stau la baza apariţiei ravenelor sunt următoarele: defrişări, desţeleniri, decopertări, utilizarea agricolă a suprafeţelor înclinate, păşunatul excesiv, trasarea căilor de comunicaţii agricole şi forestiere etc.

Scurgerea în suprafaţă este responsabilă de următoarele procese (Ireland et al., 1939, citat de Rădoane et al., 1999): iniţierea ravenei şi adâncirea ei prin eroziune liniară, subminarea malurilor ravenei de către scurgerea de pe fundul ravenei, respectiv avansarea vârfului ravenei datorită eroziunii regresive în zona pragului de obârşie.

Scurgerea de subsuprafaţă influenţează iniţierea şi apoi dezvoltarea ravenelor prin două din formele sale de manifestare (Rădoane et al., 1999): scurgerea difuză (sub forma unei pânze de apă ce se infiltrează printr-un mediu poros) şi liniară (de-a lungul unor crăpături, pori sau direcţii de stratificaţie, gropi de animale, rădăcini de plante etc.). Pentru circulaţia de subsuprafaţă a apei, trebuie îndeplinite următoarele condiţii (Jones, 1981, citat de Rădoane et al., 1999): rate mari de infiltraţie, gradient hidraulic, prezenţa unui abrupt, sol supus crăpăturilor, precipitaţii intense, un strat relativ impermeabil sub orizontul de sol, un strat erodabil în stratul impermeabil, restrângerea covorului de vegetaţie, procent mare de argile gonflabile.

De cele mai multe ori la geneza unei ravene nu concură doar un singur factor, deoarece aceştia se asociază şi creează un mediu favorabil dezvoltării ravenelor. Se vorbeşte în acest sens de susceptibilitatea terenurilor la iniţierea şi dezvoltarea ulterioară a ravenelor.

Ravenele, considerate cele mai răspândite forme de relief datorate scurgerii prin curenţi concentraţi pe versanţi, prezintă o evoluţie complexă, care cuprinde în

general patru stadii, așa cum s-a stabilit în urma studierii aprofundate a lor în Subcarpații Buzăului, Podișul Bârladului, Subcarpații Getici și Piemontul Getic (Bălteanu și Taloescu 1978, Bălteanu, 1983):

- *stadiul incipient de eroziune discontinuă* - începe din momentul în care traseul ravenelor rămâne stabil;

- *stadiul de formare a ravenelor discontinui* - debutează cu inițierea formării unui bazin de recepție, care determină concentrarea scurgerii. Ravenele discontinui sunt dispuse în rețele pe versanți și evoluează independent unele față de altele, în funcție de nivelele de bază locale de pe versant, de rezistența substratului, de frecvența și intensitatea precipitațiilor;

- *stadiul de integrare a ravenelor discontinui în ravene continui* - reprezintă un nivel superior de evoluție, în cadrul căreia ravena ajunge să evolueze în funcție de nivelul de bază de la partea inferioară a versantului. În același timp, prin unirea succesivă a segmentelor izolate de ravene, se ajunge la o ravenă continuă, cu un canal neîntrerupt, până la confluența cu o ravenă principală sau până la baza versantului. Cu toate că ravena este continuă, în albia ei există praguri de tipul celor menționate anterior.

- *stadiul de realizare a profilului de echilibru dinamic* - începe o dată cu atingerea nivelului de bază local, aspect care presupune realizarea din amonte spre aval a unui profil longitudinal care să permită tranzitul materialelor provenite de pe versant și din erodarea albiei. Acest stadiu se caracterizează prin realizarea unui echilibru dinamic între competența și capacitatea de transport a curentului. Chiar dacă la modul general se consideră ca ravena este în echilibru, în profil longitudinal se deosebesc trei sectoare: de eroziune, neutru sau de transport și unul de aluvionare.

Dintre acestea cel mai mobil sub aspect pozițional este sectorul neutru, care pendulează spre amonte și aval în funcție de caracteristicile hidrodinamice al scurgerii. Când albia ravenei ajunge în echilibru dinamic, ea este acoperită cu o pătură aproape continuă de aluviuni, dispuse în straturi cu grosimi diferite (Bălteanu, 1983). Evoluția ravenelor nu se termină o dată cu atingerea unui profil de echilibru, ea continuând lent. Cu timpul se ajunge la instalarea vegetației, iar ravena se transformă într-un organism relativ stabilizat, cunoscut sub denumirea de văiugă, vâlcea sau vale seacă (Bălteanu, 1983).

Orice modificare a condițiilor geomorfologice, datorită unor variații de ordin tectonic, climatic, de acoperire cu vegetație, de utilizare a terenurilor etc., conduce la deranjarea echilibrului dinamic; ravena va redeveni activă și își va dezvolta un nou profil de echilibru dinamic, corespunzător noilor parametri (Bălteanu, 1983).

Se poate concluziona că ravenele se dezvoltă de obicei rapid, ele fiind de cele mai multe ori rezultatul schimbărilor de mediu, cum ar fi arderea vegetației, schimbările climatice care cauzează deteriorarea covorului vegetal, defrișările sau cultivarea terenurilor (Selby, 1990).

Dezvoltarea și ramificarea ravenelor le amplifică rolul de colector, fapt care determină conturarea unor sectoare cu funcții precise, moment în care ravena trece spre o formă superioară a organizării scurgerii - torentul (Mac, 1976).

d. Torenții. În situația în care suprafața versantului și condițiile locale o permit, ravenele odată formate au posibilitatea să-și amplifice rolul de colector și evacuator al materialelor din componența versantului, ajungând la stadiul de torent.

Formarea torenților este rezultatul scurgerii apelor provenite din precipitații însemnate cantitativ sau din topirea zăpezilor, în cadrul unei forme de relief preexistente. Prin asocierea formei de relief cu acțiunea de scurgere s-a ajuns la noțiunea de torent – un agent modelator cu o triplă acțiune: eroziune, transport și depunere (Mac, 1976).

Forma de relief creată în urma manifestării eroziunii torențiale, este cunoscută sub numele de organism torențial (Vâlsan, 1945), el fiind compus din trei părți (fig. 6. 80):

- ***bazinul de recepție*** sau teritoriul de pe care torentul se alimentează cu apa, prin intermediul unei rețele de ogașe și ravene a cărei configurație se schimbă de la o ploaie la alta. Se prezintă sub forma unei suprafețe cvasidepresionare, drenată de rigole și ravene, limitată la partea superioară de un abrupt, mereu atacat de vârfurile acestora.

- ***canalul de scurgere*** este albia de drenaj, care face legătura dintre bazinul de recepție și suprafața de debușare din aval, asigurând în același timp evacuarea materialelor provenite de la partea superioară și din maluri. Funcția de transport a canalului este dovedită și de forma alungită a profilului longitudinal, care este însoțită de numeroase rupturi de pantă. La nivelul canalului, apa împreună cu debitul solid, realizează o acțiune de eroziune, care determină adâncirea acestuia. Malurile sunt abrupte, fapt pentru care profilul său transversal are aspect de V foarte ascuțit (Mac, 1976).

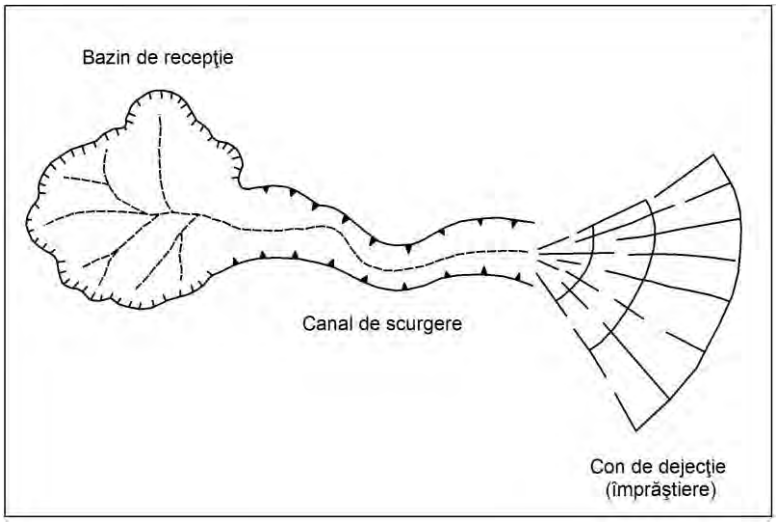


Fig. 6. 80. Elementele unui torent (Cioacă, 2006, p. 191)

- ***conul de dejecție***, de forma unui evantai, a rezultat în urma depunerii unei părți însemnate din materialele transportate, pe măsură pe panta terenului se reduce. Din moment ce el nu este construcția unei singure viituri, care tranzitează canalul de curgere, conul inițial va fi ocolit de către apa încărcată cu materiale pe una din laturile sale, căutând linia de cea mai joasă altitudine; depunerile noi contribuie la extinderea conului inițial, determinând formarea unei structuri suprapuse și complexe (fig. 6. 81 și 6. 82), de forma unui con lenticular în solzi (fig. 6. 83.) (Posea et al., 1976). La modul general, în cadrul conului materialele grosiere sunt localizate la partea lui superioară, iar cele mai fine spre exterior, pentru ca la nivel de detaliu depozitul să fie destul de eterogen.

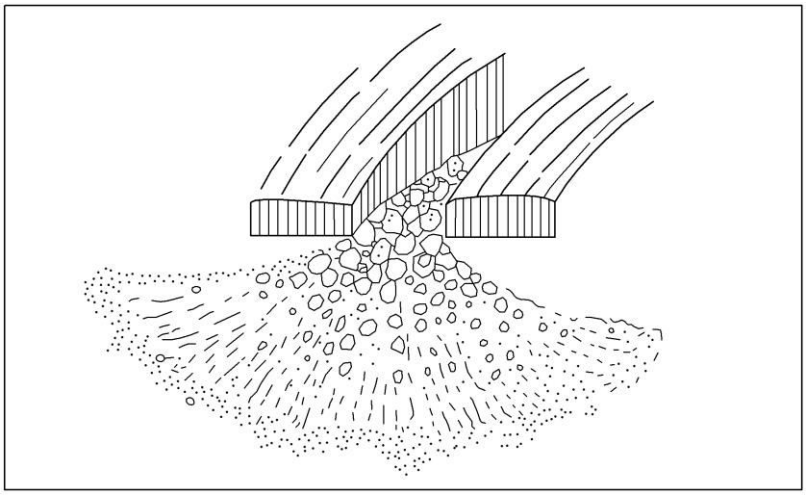


Fig. 6. 81. Granulometria conului de dejecție (Posea et al., 1976, p. 199)

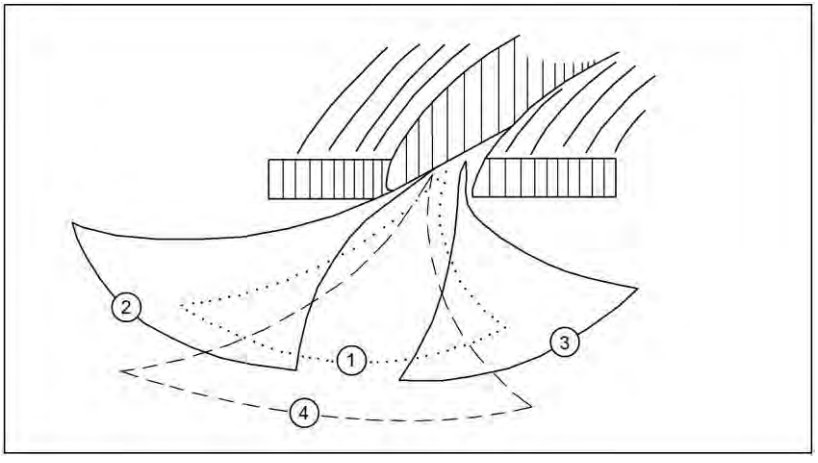


Fig. 6. 82. Formarea conului complex (Posea et al., 1976, p. 199)

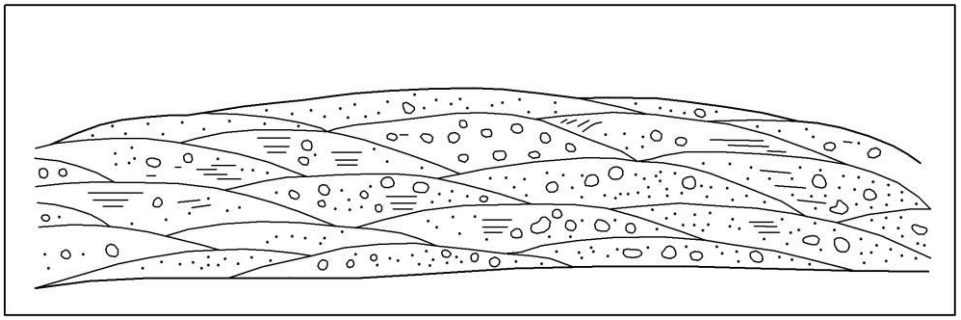


Fig. 6. 83. Structură torențială (Posea et al., 1976, p. 199)

Dintre elementele torentului, conul de dejecție este cel care reflectă cel mai bine caracteristicile mediului în care are loc modelarea torențială. De exemplu, în climatul temperat se formează conuri de acumulare proeminente, în condițiile unui debit solid consistent, pentru ca în climatul cald și umed conurile să lipsească, din cauza predominării transportului în soluție. În același timp, în climatele aride și semiaride conurile sunt de eroziune, datorită viiturilor rare care le afectează (Posea et al., 1976).

Procesele de eroziune, transport și acumulare, deși sunt nepermanente și cu fluctuații se aseamănă cu cele desfășurate în arterele hidrografice permanente (Rădoane et al., 2001), fapt care l-a făcut pe Vâlsan (1933) să firme că torentul este un mugur de vale.

Modelarea versanților prin intermediul ravenelor și a torenților determină activarea proceselor de deplasare în masă, ceea ce conduce la o modelare complexă a acestora prin intermediul unui cuplu morfodinamic (Mac, 1986), alcătuit din eroziune în adâncime prin formațiunea de modelare torențială și eroziune în suprafață, prin deplasarea materialelor pe versanți.

6.2.2.8.6. Forme de relief generate de deplasările în masă

Deplasările în masă sunt procese care afectează îndeosebi materialele pregătite deja de către meteorizație, dar există însă și cazuri frecvente, când are loc dislocarea și deplasarea rocilor aflate in situ, așa cum este în cazul argilelor și marnelor, care în deplasarea lor antrenează și formațiunile acoperitoare (Mac, 1986). Spre deosebire de scurgerea apei pe versant, care are un caracter liniar, în adâncime, deplasările în masă au un caracter areal, în suprafață.

A. Factorii deplasărilor în masă

Deplasările în masă sunt favorizate de prezența mai multor factori, dintre care se evidențiază următorii (Mac, 1976):

- ***gravitația*** - este forța care direcționează mișcarea, din momentul în care pragul de declanșare a fost depășit. Eficiența forței de gravitație este strâns legată de valoarea pantei, cu cât aceasta este mai mare, cu atât gravitația se manifestă mai puternic;

- ***panta*** - este cea care pune în valoare forța de gravitație. Cu cât valoarea pantei devine mai mare, cu atât materialele se deplasează mai ușor pe versant. Contrar acestei situații, descreșterea unghiului de înclinare accentuează frecarea dintre masele aflate în deplasare și substrat, ceea ce determină încetinirea sau oprirea lor. Sunt și situații în care cu toate că panta este una favorabilă deplasărilor în masă, procesul nu are loc. Variabila care face diferența este gradul de coeziune al rocilor. Raportat la acesta, mișcarea devine posibilă numai atunci când se învinge legăturile dintre materialele care urmează să fie deplasate și cele care rămân în loc. Pe acest considerent se ajunge ca la declivități de 80 – 90^o, unele roci datorită coeziunii lor mari, să rămână stabile.

- ***constituția terenurilor*** - are implicații atât prin alcătuire litologică, structură, coeziune, grad de fisurație, cât și prin comportarea față de îngheț-dezgheț, variații de temperatură peste 0 ^{o}C, umezire-uscare etc. În consecință terenurile care au în compoziție argile și marne, vor fi mult mai susceptibile la deplasări în masă decât cele alcătuite din granit, șisturi cristaline etc.;

- ***greutatea maselor*** - susceptibile la deplasări pe versant sau mai corect variația greutății lor este în măsură să introducă diferențieri în procesul de deplasare. Creșterea greutății poate avea loc prin umectare cu apă, supraîncărcare cu zăpadă, prin aport de materiale de la partea superioară sau datorită unor activități antropice. Creșterea greutății poate duce la punerea în mișcare a maselor prin depășirea pantei limită. Acesta se referă la faptul că o masă se pune în mișcare, doar atunci când asupra ei acționează o forță suficient de mare, pentru a învinge starea de echilibru; practic fiecărei mărimi a masei îi corespunde o pantă maximă, la care ea rămâne în echilibru, denumită de Penk (1924) pantă limită. De multe ori lucrurile nu sunt chiar așa de simple, deoarece forța necesară pornirii unei mase, la aceeași declivitate, este cu atât mai mare, cu cât greutatea materialelor este și ea mai mare; cu cât însă panta crește, cu atât forța necesară pornirii este mai mică (Mac, 1986). Înseamnă că între gravitație, pantă și greutatea maselor se stabilesc corelații în funcție de care va fi dinamica proceselor geomorfologice de pe versanți.

- ***ritmicitatea proceselor naturale*** - este mai degrabă un factor general, al cărui manifestare discretă facilitează declanșarea mișcărilor în masă. Se remarcă în acest sens alternanța anotimpurilor secetoase cu cele ploioase, îngheț-dezghețul, precipitarea unor soluții etc.;

- ***activitățile antropice*** - influențează semnificativ stabilitatea terenurilor. Dintre activitățile antropice care favorizează deplasările în masă se remarcă: defrișările, desțelenirile, decopertarea terenurilor, ararea terenurilor, pășunatul excesiv, exploatarea resurselor minerale, exploziile din zonele de conflict militar,

realizarea lacurilor de acumulare, a construcțiilor, transportul mărfurilor și a persoanelor de-a lungul căilor de comunicații etc.

B. Clasificarea deplasărilor în masă

Gama variată a deplasărilor în masă, care au loc la nivelul versanților, face dificilă elaborarea unei clasificări unitare a acestora. Dintre criteriile utilizate se remarcă următoarele: modul de manifestare, natura deplasării, profunzimea până la care ajung, tipul mișcării, gradul de umezire a maselor deplasate, structura geologică afectată, viteza, morfologia creată etc.

Materialele mobilizate pe versanți se află într-una din următoarele stări: solidă (au loc mișcări de cădere), semisolidă (se produc tasări), plastică (alunecări de teren) și de curgere (rezultă curgeri) (Mac, 1986). Trecerile de la o stare la alta sunt mijlocite de limita tasării, plasticității și limita curgerii.

Considerând aceste stări și limitele care le separă, deplasările materiale pe versanți pot fi clasificate în felul următor: deplasări prin cădere, deplasări prin sufoziune, deplasări prin tasare, deplasări prin alunecare și deplasări prin curgere (Mac, 1986), la care se adaugă deplasările de teren complexe, ca rezultat al combinării celor menționate anterior.

a. Procesele de deplasare prin cădere, cunoscute și sub denumirea de procese gravitaționale, se referă îndeosebi la: rostogoliri, surpări, prăbușiri și căderi libere.

Rostogolirile. Procesul de rostogolire presupune inițial distrugerea unității substratului prin meteorizație, iar apoi are loc mobilizarea particulelor rezultate sub efectul gravitației (Mac, 1986). Desprinderea și mișcarea se realizează individual, indiferent de dimensiunea materialelor.

Rostogolirile sunt procese de mișcare în masă datorită pierderii echilibrului static ca urmare a acțiunii concomitente a trei categorii de factori: greutatea, panta și forța de gravitație (Grecu și Palmentola, 2003).

Deplasările de acest tip au loc pe versanții cu declivitatea mai mare de 15^o. Ele sunt însă foarte active când valoarea pantei se menține în jur de $40 – 45^o$, iar substratul este lipsit de o vegetație protectoare.

Sfărâmăturile de roci, care datorită gravitației se pun în mișcare, se rostogolesc apoi cu viteză accelerată, spre partea inferioară a versantului, unde se opresc pe suprafețe orizontale sau cvasiorizontale (fig. 6. 84 B). Sfărâmăturile pot fi scoase din starea de echilibru și datorită undelor seismice sau a vibrațiilor datorate avalanșelor, furtunilor, activităților antropice etc.

Rostogolirea sfărâmăturilor de rocă nu are loc uniform pe versant, blocurile mari ajungând prin salturi mai departe, pe când cele mai reduse ca dimensiune, se

localizează la o distanță mai mică de locul desprinderii. Rocile o dată localizate la partea inferioară a versantului, se consolidează și formează grohotișurile sau tăpșanele de pietre.

Aceste depozite se găsesc sub diverse forme: conuri de grohotiș, pânze de grohotiș, râuri de pietre și tăpșane de pietre.

Conurile de grohotiș se formează prin rostogolirea materialelor, de la partea superioară a unui versant sau abrupt, pe un făgaș unic și acumularea lor la baza acestuia.

Pânzele de grohotiș sunt rezultatul îngemănării conurilor de grohotiș, la partea inferioară a unui abrupt stâncos (Mac, 1976). Ca exemple, se remarcă pânzele de grohotiș de sub abruptul Munților Piatra Craiului, Trascău, Hășmașul Mare etc.

Râurile de pietre se dezvoltă când sfărâmăturile rostogolite de la partea superioară a unui abrupt, de-a lungul unui jgheab, se aranjează sub forma unor fâșii înguste, pe linia de cea mai mare pantă. Se întâlnesc în Munții Retezat, Parâng, Făgăraș etc.

Tăpșanele de pietre apar în urma fixării succesive cu vegetație a pânzelor de grohotiș. Se întâlnesc la baza majorității abrupturilor montane, așa cum este în cazul celor din următoarele grupe ale Munților Carpați: Retezat, Parâng, Făgăraș, Piatra Craiului, Bucegi, Hășmaș, Ceahlău, Rodnei, Tatra etc.

Surpările sunt căderi bruște de materiale. Ele se produc când panta limită a fost depășită de o anumită greutate, datorită dislocării suportului inițial (Mac, 1986) (fig. 6. 84 A).

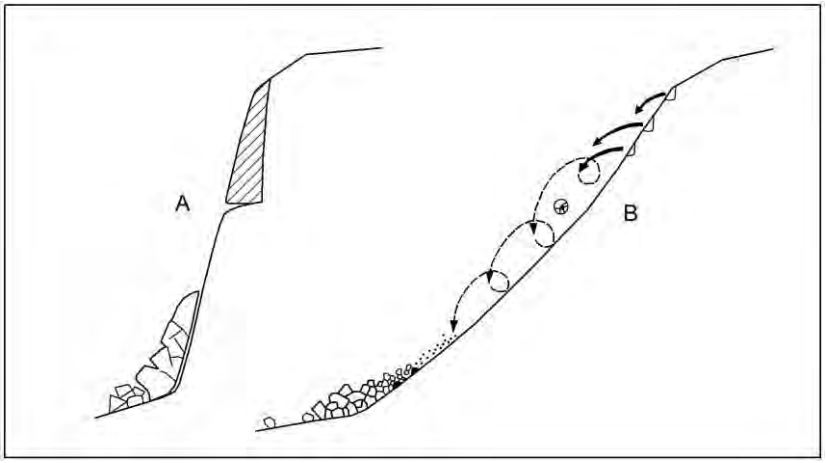


Fig. 6. 84. Deosebiri între modul de producere și acumulare la surpări (A) rostogoliri (B) (Tufescu, 1966, p. 187)

Cauzele care stau la baza producerii lor sunt numeroase, iar dintre ele se remarcă următoarele: subminarea malurilor și a versanților de către râuri; izbirea

ritmică a valurilor la baza falezelor; activități antropice care presupun lucrări de excavare, pentru construirea căilor de comunicații.

Procesul este specific rocilor cu o coezivitate redusă, favorabile mecanismelor de întindere și forfecare, cum sunt marnele, argilele și scoarțele de alterare, dar nu sunt excluse nici în rocile mai rezistente (Mac, 1986).

În urma proceselor de surpare rezultă forme de relief specifice cum sunt: cornișele de desprindere (au aspect de pereți aproape verticali), depozitul de surpare (se formează la baza cornișelor de desprindere, unde elementele se depun sortate în funcție de dimensiune, cele mai mari fiind localizate la baza abruptului, iar cele mai mărunte spre periferie), terase de surpare (se formează la nivelul cornișei de desprindere, ca rezultat al repetării procesului; se conservă bine pe roci mai consistente) (fig. 6. 85).

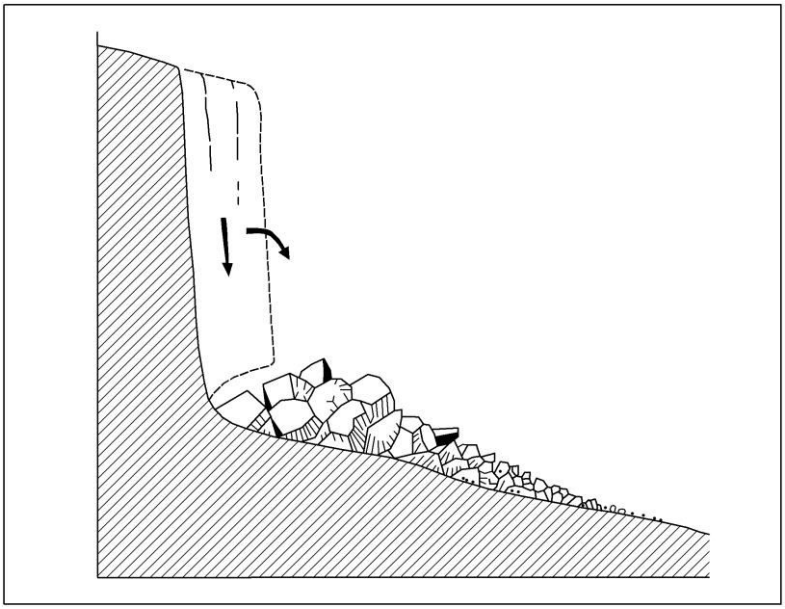


Fig. 6. 85. Formarea depozitului de surpare și aspectul neregulat al acestuia, cu distribuția materialului inversă ca la grohotișuri (particulele mai mărunte spre periferie) (Tufescu, 1966, p. 187)

Prăbușirile. Procesul care le însoțește se manifestă printr-o deplasare bruscă, sub formă de cădere liberă atât a particulelor individuale, cât și a materialelor de tipul blocurilor, care alcătuiesc tavanul golurilor subterane.

Pentru producerea prăbușirilor sunt necesare goluri subterane. Ele se pot forma în urma proceselor de dizolvare a unor roci (calcare, dolomite etc.), prin transportul particulelor individuale de către apele subterane în loess și alte roci poroase, prin activități antropice cum sunt cele de minerit în subteran, pompări de

ape din subteran (reducând presiunea din substrat), săparea de tuneluri pentru căi de comunicații etc.

O dată formate aceste goluri, cauzele principale care determină prăbușirea sunt: vibrații datorită undelor seismice, exploziilor, traficului; supraîncărcări generate de stagnarea apei, depozitarea unor materiale de către componenta antropică etc.

Prăbușirile afectează îndeosebi rocile coezive, care au fost afectate de o dezagregare intensă sau o diaclazare accentuată, așa cum se întâmplă în cazul calcarelor, gresiilor, conglomeratelor, bazalturilor etc.

Căderile libere. Sunt deplasări rapide sub formă de cădere, fie a unor particule individuale, fie a unor mase de tipul blocurilor stâncoase, care au loc când panta versantului sau abruptului de pe care se desprind se apropie de 90º. Căderile libere individuale se caracterizează prin desprinderea unor fragmente singulare, în funcție de condițiile locale și de anotimp. Spre deosebire de acestea, căderile libere în masă presupun dislocarea unor cantități mari de materiale, care pot bara văile râurilor și căile de comunicații.

Am preferat să fac distincție între cele două tipuri de prăbușiri despre care se vorbește în literatura de specialitate (Tufescu, 1966, Posea, et al., 1976, Mac, 1976, Mac, 1986, Grecu și Palmentola, 2003, Ielenicz, 2005, Cioacă, 2006 etc.): cele care au loc atunci când există un gol subteran (pe care le-am lăsat în categoria prăbușirilor) și cele care au loc pe suprafețe cu declivități apropiate valorii de 90º. Motivul ține îndeosebi de mecanismul prin care are loc deplasarea. La golurile subterane, prin prăbușirea tavanului, deplasarea este una verticală, iar materialele în deplasarea lor se opresc destul de repede. Spre deosebire de acest tip, la prăbușirile care ar avea loc pe suprafețe foarte înclinate, deplasarea nu este una verticală, ci are loc sub un anumit unghi, iar materialele mobilizate intră în contact suprafața abruptului sau versantului, pe măsură pe valoarea pantei acestuia scade la bază, unde ajung să se rostogolească. Este adevărat că pe abrupturile și versanții cu înclinări de 90º există și deplasări verticale, dar doar atunci când a fost îndepărtată baza de susținere, condiții în care se produc surpări.

Căderile libere sunt specifice pe abrupturile lipsite de vegetație. Frecvența căderilor este determinată de înclinarea mare a straturilor, de prezența fisurilor și a diaclazelor, de repetarea proceselor de îngheț-dezgheț etc.

b. Sufoziunea. Cu toate că este specifică mai degrabă suprafețelor cu valori reduse ale înclinării, prin faptul că se întâlnesc și la nivelul versanților, ea va fi abordată în această secțiune a lucrării.

Sufoziunea este procesul de antrenare a particulelor fine din depozitele afânate sau poroase de către apa care circulă prin ele, atunci când în timpul filtrării se depășește o anumită viteză, numită viteza critică (Grecu și Palmentola, 2003).

Termenul de sufoziune provine de la latinescul *suffodio* care înseamnă a săpa pe dedesubt, a submina (Tufescu, 1966). Termenul a fost introdus de Pavlov în 1898.

Pentru formarea reliefului de sufoziune trebuie îndeplinite următoarele ***condiții*** (Tufescu, 1966):

- *rocile* trebuie să fie poroase, friabile și relativ impermeabile, așa cum sunt loessurile, luturile, argilele nisipoase, aluviunile fine alcătuite preponderent din nisip, scoarțele de meteorizație de tip arenaceu, nisipurile slab cimentate etc. De asemenea, importantă este și roca de la baza depozitelor poroase și friabile, care dacă este impermeabilă și ușor înclinată, facilitează sufoziunea;

- *climatul* favorabil este cel cu un anotimp secetos, pe alocuri cu o ușoară tendință spre aridizare, care să permită deshidratarea depozitelor, pentru ca ulterior în anotimpurile mai umede apa să se infiltreze cu repeziciune, să se încarce cu particule fine, pe care apoi să le transporte din masa depozitului, determinând extinderea golurilor subterane;

- *panta* terenului trebuie să fie relativ redusă, pentru a favoriza un drenaj subteran și de suprafață moderat.

Îndeplinirea acestor condiții demonstrează că sufoziunea este un proces complex, direcționat totuși de dinamica apelor, care ajung în depozitele susceptibile lui.

La început, apa provenită din precipitații se infiltrează prin fisurile și golurile intergranulare existente. Apoi ea începe să se deplaseze prin depozite, conform pantei, determinând prin presiune și dizolvare lărgirea fisurilor și accentuarea golurilor, pentru a se ajunge la curgere activă; se formează astfel drenaje subterane, care în funcție de regimul curgerii macină și antrenează particulele cu care vin în contact; în continuare se formează tuneluri sau hrube sufozionale, din ce în ce mai lungi, dezvoltate regresiv în timpul ploilor, care debușează la baza povârnișului (Tufescu, 1966).

Dinamica curgerii subterane fiind corelată cu presiunea atmosferică de la suprafață, se ajunge ca alături de canalele subterane, mai mult sau mai puțin orizontale, să se formeze pe planurile fisurilor, prin absorbție, hornuri verticale, ca niște răsuflători (Tufescu, 1966). Acestea ajung să comunice cu pâlniile de sufoziune, care se formează la suprafața terenului, ca rezultat al interacțiunii dintre apele provenite din precipitații și aceleași roci poroase și friabile.

Un **aparat sufozional** este astfel compus dintr-o adâncitură în formă de ***pâlnie***, localizată la partea superioară, cu deschiderea de 2 – 3 m în diametru, și o adâncime egală aproximativ cu jumătate din lungimea diametrului, care are la partea inferioră un ***orificiu***, astupat uneori cu vegetație sau alte materiale provenite din surpările laterale; orificiul se continuă pe verticală cu un canal îngust, care străbate aproape întreaga grosime a depozitul de loess, în care de dezvoltă cu predilecție sufoziunea, formând ***hornul de sufoziune***, cel care face legătura cu ***hruba***

sufozională, pe unde circulă curentul de apă, de la baza depozitului de loess (fig. 6. 86) (Tufescu, 1966).

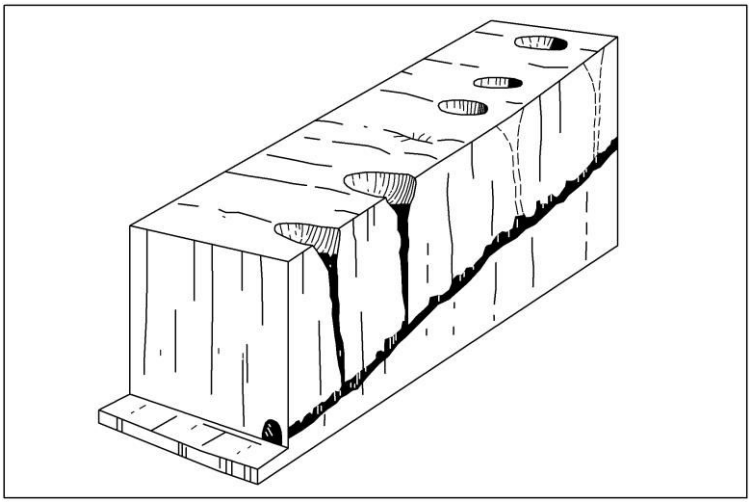


Fig. 6. 86. Legătura genetică dintre șirul de pâlnii sufozionale și șuvoiul subteran prin hornurile verticale create pe planul fisurilor verticale (Tufescu, 1966, p. 190)

În condițiile în care, pâlniile de sufoziune de la suprafață nu sunt izolate, ci dispuse pe aliniamente, predeterminate de direcția drenajului subteran, prin măcinarea pereților verticali ai acestora, se dezvoltă ***avene de sufoziune*** (Tufescu, 1966), al căror dimensiuni sunt în funcție de grosimea depozitului afectat.

Dezvoltarea în continuare a aparatelor sufozionale, prin dezmembrarea lor regresivă datorită eroziunii torențiale de suprafață și a prăbușirii tunelurilor subterane, determină formarea râpelor și văilor sufoziune (fig. 6. 87).

Râpa de sufoziune se formează prin surparea punților de legătură dintr-un șir de pâlnii, cărora le corespund hrube subterane (Tufescu, 1966).

Valea de sufoziune se dezvoltă prin extinderea râpelor spre aval, până la marginea povârnișurilor. Văile de acest tip se caracterizează printr-un profil longitudinal în trepte, prin îngustări în dreptul punților, care separau pâlniile, și prin lărgiri în porțiunile fostelor pâlnii și hrube, așa cum este în cazul Văii Mostiștei (Mac, 1976).

În concluzie, procesul de sufoziune se materializează prin forme de relief înlănțuite dinspre subteran către suprafață, conform dezvoltării lor (Tufescu, 1966): tuneluri sau hrube subterane și hornuri, respectiv pâlnii de sufoziune la suprafață; prin unirea lor se formează văile de sufoziune, iar ulterior din unirea laterală a văilor prin consumarea interfluviilor, se va forma *câmpia de sufoziune*. În cuprinsul ei se mai păstrează martori de formă neregulată, ca resturi ale fostelor interfluvii.

Adâncimea până la care se pot dezvolta procesele sufozionale este condiționată de limita inferioară a depozitelor de roci favorabile unor astfel de procese, care funcționează ca nivel de bază al sufoziunii; de multe ori acesta nu se află chiar la baza formațiunilor loessoide, deoarece în urma unor alterări îndelungate acolo se formează un depozit concreționar calcaros, care limitează circulația apelor și formarea cavităților prin care aceasta se deplasează (Tufescu, 1966).

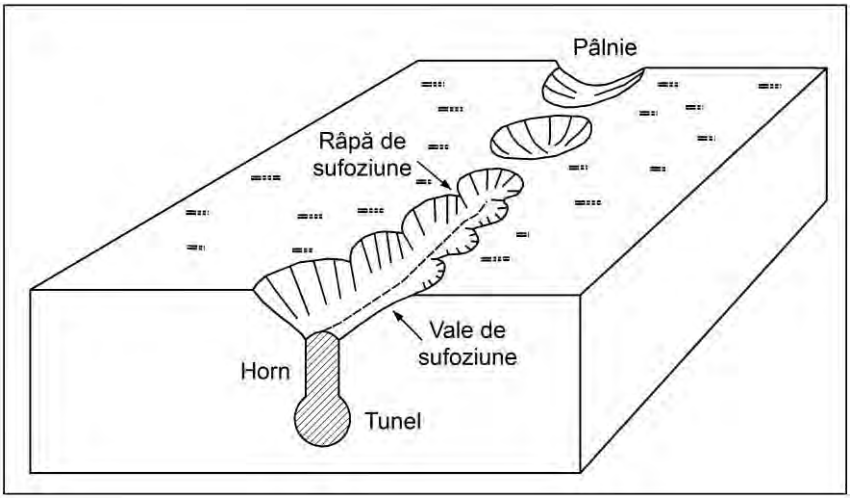


Fig. 6. 87. Formarea unei văi de sufoziune (Cioacă, 2006, p. 181)

c. Tasarea. La fel ca procesele precedente și cele de tasare afectează și alte categorii de suprafețe, nu doar cele ale versanților.

Denumirea procesului de tasare provine de la cuvântul *tasser* (fr.) care înseamnă a se îndesa. Este vorba de o mișcare lentă, care determină comprimarea și îndesarea rocilor, care intră în alcătuirea substratului.

Cele mai susceptibile sunt așadar rocile și depozitele friabile, poroase și afânate, cum sunt loessurile, luturile, nisipurile, argilele și marne nisipoase, deluviile, coluviile și grohotișurile etc.).

Procesele de tasare sunt condiționate de prezența golurilor din roci și depozite, creșterea greutății depozitelor (prin acumulări de materiale în urma unor procese geomorfologice, supraumectare, realizării de construcții), prezența particulelor dizolvabile, variații ale nivelului apelor freatice etc.

Pe loessuri în urma procesului de tasare rezultă crovurile sau farfuriile de stepă. Ele sunt de dimensiuni variabile, cu pereții abrupți și fundul plat (fig. 6. 88), acoperit cu un orizont de argile (Mac, 1976). Extinderea crovurilor pe anumite aliniamente, determină unirea lor și formarea unor microdepresiuni denumite găvane și padine, cu dimensiuni de 0,5 – 3 km lungime.

După formare, în evoluția crovurilor, spre stadiul de găvan și padină, un rol important îl au apele freatice și vântul, agenți prin intermediul cărora are loc evacuarea particulelor fine.

Când se ajunge la stadiul de padină, dezvoltarea ei are loc pe un suport litologic plastic și nepermeabil, fapt care îi permită să se dezvolte lateral, primind aspectul unei câmpii de tasare.

Există și situații în care crovurile se dezvoltă inițial de-a lungul unor aliniamente, pentru ca ulterior, prin consumarea spațiului dintre ele, să se ajungă la unirea lor sub forma unei văi de tasare.

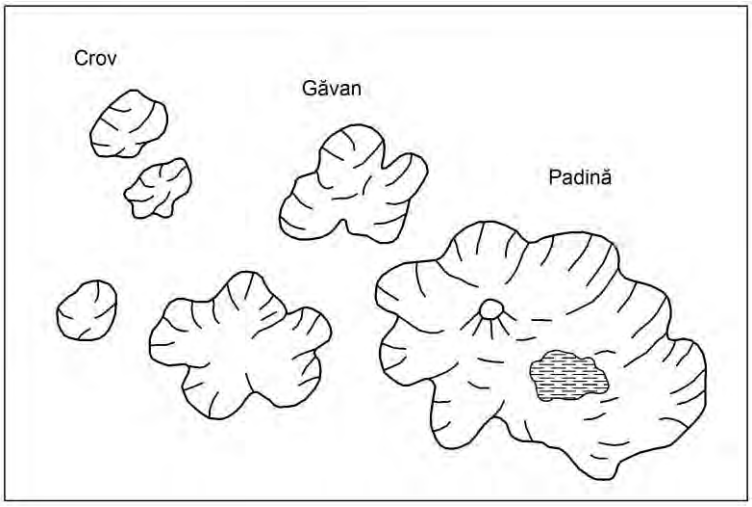


Fig. 6. 88. Forme de tasare (Ielenicz, 2005, p. 92)

d. Alunecările de teren. Termenul de alunecare se utilizează pentru desemnarea unui material, ce s-a deplasat de-a lungul unei suprafețe de forfecare, care poate fi recunoscută (Dikau et al., 1997).

Această categorie de deplasări în masă pe versant, se deosebește de celelalte tipuri, prin câteva note distincte (Mac, 1976): apa care mijlocește alunecarea nu înmoaie întregul depozit pus în mișcare, ci doar baza lui (patul de alunecare); materialele mobilizate nu curg, ci alunecă, păstrându-și structura nemodificată, cel puțin în partea unde se inițiază deplasarea; alunecarea poate afecta atât orizonturile de sol, cât și rocile subiacente; sub aspect morfologic alunecările prezintă forme distincte, care le deosebesc de alte tipuri de deplasare pe versant; sunt o formă rapidă de evacuare a materialelor de pe versanți.

Termenul de alunecare de teren se referă atât la procesul geomorfologic, cât și la forma rezultată în urma manifestării acestuia.

Cauzele alunecărilor de teren. Producerea alunecărilor de teren, cele mai răspândite și cu cele mai mari efecte negative dintre toate deplasările în masă,

este datorată unor cauze multiple, dintre care se remarcă următoarele (Mac, 1976, Florea, 1979, Mac, 1986, Dikau et al., 1997, Buzilă şi Muntean, 1997, Surdeanu, 1998, Rădoane et al., 2001, Hugget, 2003, Grecu şi Palmentola, 2003, Cioacă, 2003, Ielenicz, 2005, Bridge and Demico, 2008, Roşian et al., 2016, Samia et al., 2017 etc.):

- ***relieful preexistent*** influenţează prin pantă, tip genetic şi prin dinamica de ansamblu;

- ***panta*** are şi ea un rol important, potenţând mai degrabă alte cauze, care conjugate conduc la depăşirea limitei de stabilitate;

- ***depozitele geologice***, în care există argile sau marne, îndeplinesc rol de pat de alunecare, fie pentru ele, fie pentru alte tipuri de depozite de la partea superioară. Depozitele susceptibile la alunecare sunt cele moi, impermeabile, puţin coezive, bogate în coloizi şi afectate de fisuri, aşa cum sunt cele care au în componenţă argile şi marne (Roşian et al., 2017). Alături de ele sunt favorabile şi formaţiunile nisipoase, grezoase, şistoase, dar care le au în componenţă pe acestea, dispuse în alternanţă de straturi, care au rol de pat de alunecare. Caracteristicile fizico-mecanice ale rocilor influenţează unghiul de frecare internă şi coeziunea lor;

- ***structura terenurilor*** este favorabilă când feţele straturilor au aceeaşi înclinare cu cea a versantului, condiţii în care ele pot servi ca pat de alunecare;

- ***infiltrarea apei***, cea care determină umezirea parţială sau totală a masei care alunecă. Pentru producerea alunecărilor de teren este esenţial ca umezirea să fie puternică, la nivelului stratului care va funcţiona ca pat de alunecare. Apa poate provenii din precipitaţii, izvoare de strat sau din pânza freatică. Referitor la relaţiile care există între cantităţile de precipitaţii şi dinamica alunecărilor de teren, în studiile efectuate am putut observa că după intervale cu precipitaţii de lungă durată şi însemnate cantitativ se produc noi alunecări de teren sau se reactivează cele deja existente. Se explică astfel producerea unui număr mare de alunecări de teren în timpul primăverii, când apele provenite din ploi se suprapun cu cele rezultate din topirea zăpezilor (Surdeanu, 1998). Sub acţiunea apei din pori se reduce rezistenţa la forfecare a rocilor, ceea ce duce la creşterea forţelor de alunecare; alături de presiunea apei din pori, creşterea locală la o anumită adâncime a umidităţii, devine un factor care determină reducerea rezistenţei la forfecare pe planul de rupere (Mac, 1986). Conform autorului citat, în urma unor experimente s-a constatat că umiditatea variază în jurul suprafeţei patului de alunecare, unde pe o grosime de doar câţiva centimetri are o valoare maximă; mai sus sau mai jos de patul alunecării valoarea umidităţii scade atât în corpul alunecării, cât şi în roca în loc. Cele menţionate vin să confirme că apa reprezintă unul dintre elementele cu un rol important în ruperea echilibrului natural, fără de care nu se poate concepe declanşarea alunecărilor de teren (Rădoane et al., 2001);

- ***climatul*** favorabil producerii alunecărilor de teren este cel caracterizat de alternanţa unor sezoane secetoase, când se produc crăpături în substrat, cu sezoane umede,

când apa pătrunde în exces de-a lungul crăpăturilor, până la paturile de alunecare. Astfel de condiții se întâlnesc îndeosebi în climatele temperate și semiaride. De asemenea, legat de tipul de climat sunt și procesele de îngheț-dezgheț. Ele se manifestă direct asupra maselor susceptibile la alunecare prin dilatări și contractări, care determină lărgirea fisurilor și formarea altora noi, reducându-le astfel coeziunea. Prin îngheț are loc concentrarea apei din substrat în anumite orizonturi; prin dezgheț, cantitatea respectivă fiind mai mare decât cea normală, se provoacă înrăutățirea condițiilor fizico-mecanice ale rocilor, se reduce rezistența la forfecare și se determină creșterea forțelor de alunecare (Mac, 1986).

- ***eroziunea râurilor*** poate menține o stare de instabilitate la nivelul versaților, prin subminarea bazei acestora. În același timp, prin adâncirea râurilor se schimbă ponderea ocupată de unele unități morfologice și funcționale în cadrul versanților, lucru care are repercusiuni în dinamica proceselor de versant.

- ***seismele*** sunt cele care pe de o parte prin mărirea fisurilor favorizează pătrunderea apei, iar pe de alta, scot din echilibru masele pregătite pentru alunecare, care vor deplasa în timpul seismului sau ulterior acestuia;

- ***defrișările*** conduc la creșterea cantității de apă care ajunge pe substrat, favorizând astfel infiltrarea. Trebuie reținut că pădurea are atât un rol de stabilizare a terenurilor, dar și supraîncărcare a acestora cu masă lemnoasă, fapt care poate declanșa alunecări de teren.

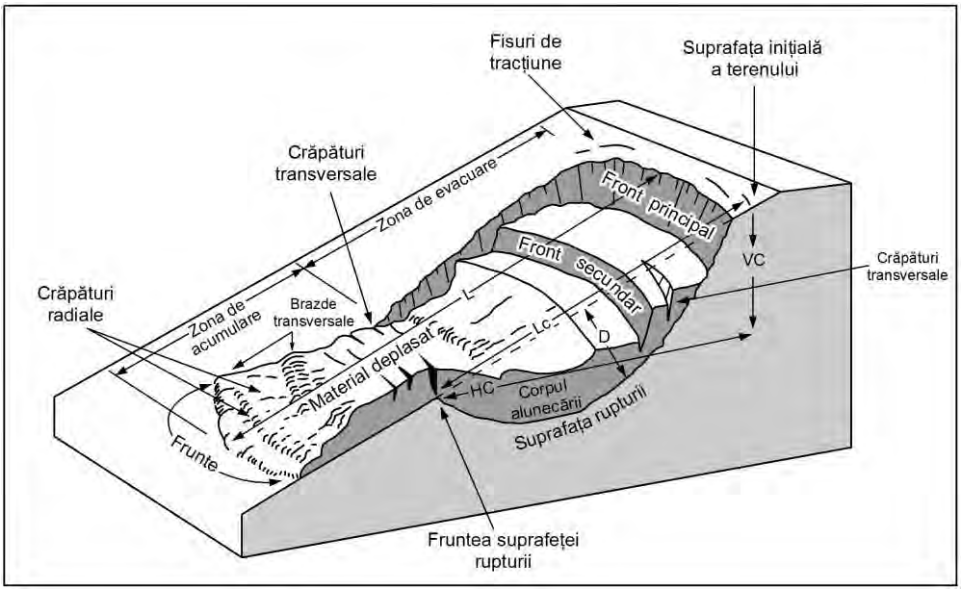


Fig. 6. 89. Elementele unei alunecări de teren; L – lungime, Lc – lungimea de la front la partea inferioară a suprafeței rupturii (HC și VC – componenta orizontală și verticală a acestei lungimi), D – adâncimea de la suprafața terenului până la suprafața alunecării (Cruden și Varnes, 1996, citați de Mann et al., 2012, p. 6)

Cauzele alunecărilor fiind numeroase se pot fi grupate în felul următor: potențiale (roca, structura și relieful preexistent); pregătitoare (precipitațiile, defrișările, alterarea rocilor); declanșatoare (eroziunea râurilor, apa subterană, acțiunea înghețului, seismele) (Posea et al., 1976, Mac, 1986).

Fenomene premergătoare. Cu toate că alunecările de teren sunt forme rapide de evacuare a materialelor de pe versanți, de cele mai multe ori înainte de producerea lor se manifestă fenomene premergătoare, dintre care se remarcă: apariția crăpăturilor, apariția sau dispariția unor izvoare, apariția ondulărilor, apariția unor denivelări și chiar a zgomotelor subterane (Mac, 1976).

Etapele producerii unei alunecări de teren sunt următoarele: desprinderea corpului alunecării de partea versantului care rămâne stabilă; declanșarea alunecării de teren, care duce la reliefarea râpei de desprindere; punerea în mișcare a corpului alunecării; stabilizarea alunecării de teren, prin localizarea corpului în partea mijlocie sau inferioară a versantului.

Elementele alunecării de teren. Alunecările de teren prezintă mai multe elemente, dintre care se remarcă (fig. 6. 89):

- ***frontul de desprindere*** - se prezintă sub forma unui abrupt, ilustrând porțiunea rămasă liberă după desprinderea corpului alunecării; el se mai numește și râpă de desprindere; poate avea formă semicirculară, rectilinie, unghiulară, în ghirlandă etc. (fig. 6. 90).

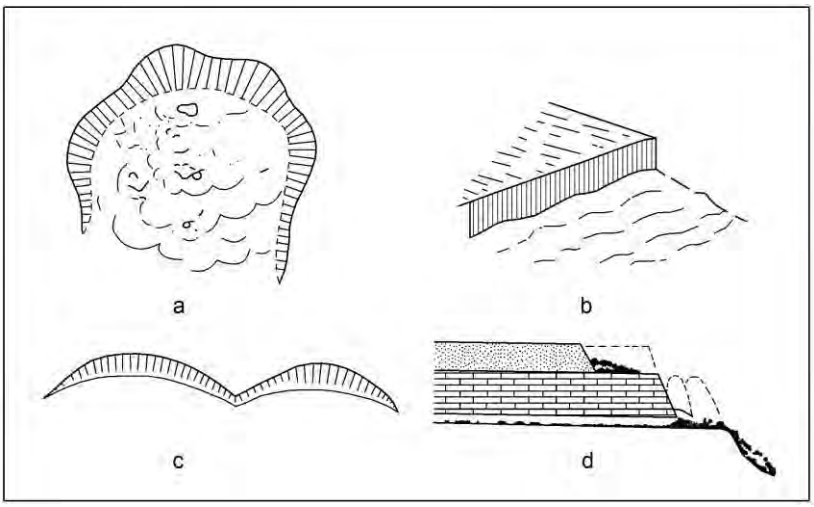


Fig. 6. 90. Tipuri morfologice de fronturi de desprindere: a – semicircular, b – rectiliniar, c – în ghirlandă, d – în trepte (Naum și Grigore, 1974, citat de Mac, 1976, p. 162)

- ***corpul alunecării*** - reprezintă materialele desprinse și deplasate la partea inferioară a râpei de desprindere; la partea inferioară este delimitat de corpul alunecării, iar în lateral de flancurile alunecării;

- ***ulucul alunecării*** - este partea mai coborâtă, aflată între râpa de desprindere şi corpul alunecării; pe suprafaţa lui se pot forma bălţi sau lacuri;

- ***patul alunecării,*** talpa sau suprafaţa de alunecare - se referă la suprafaţa pe care a avut loc alunecarea.

- ***flancurile alunecării*** - reprezintă pereţii laterali de desprindere; în funcţie de condiţiile locale în cadrul lor se poate deosebi oglinda de fricţiune;

- ***fruntea alunecării*** sau baza alunecării - este partea terminală a acesteia;

- ***piciorul alunecării*** - reprezintă intersecţia dintre suprafaţa de alunecare şi suprafaţa morfologică iniţială, neafectată de alunecare (Florea, 1979); el poate corespunde cu fruntea alunecării sau poate diferii de aceasta, atunci când corpul alunecării este mai coborât, pe versant (Rădoane et al., 2001).

Alături de aceste elemente mai sunt trepte de alunecare, crăpături, taluzuri secundare, încreţituri de refulare etc. (Mac, 1976).

Alături de elementele morfologice menţionate, în studiul alunecărilor de teren se iau în considerare şi parametrii metrici, cum sunt:

- *lungimea alunecării* (L) - este dată de distanţa dintre frontul de desprindere şi fruntea alunecării, măsurată pe linia de cea mai mare pantă;

- *lăţimea alunecării* (l) - reprezintă perpendiculara dusă pe lungime între flancurile alunecării; se foloseşte valoarea medie a acesteia, din cauza neuniformităţii suprafeţei ocupate de alunecarea de teren;

- *grosimea alunecării* (h) - se măsoară pe o direcţie perpendiculară pe versant, între partea superioară a corpului alunecării şi patul alunecării;

- *volumul alunecării* - se apreciază considerând corpul alunecării un paralelipiped cu bază dreptunghi, cu formula (Surdeanu, 1998):

$$V = L \cdot l \cdot h$$

- *suprafaţa alunecării* - este dată de suma suprafeţei elementelor alunecării de teren, care apar la zi.

Clasificarea alunecărilor de teren. Varietatea mare sub aspect morfologic a alunecărilor de teren şi condiţiile variate în care se formează, permit utilizarea unor criterii variate în clasificarea lor. Dintre acestea se remarcă următoarele:

- ***direcţia de producere*** (Pavlov, 1903, citat de Florea, 1979): detrusive (de la partea superioară a versantului spre cea inferioară) şi delapsive (de la partea inferioară a versantului spre cea superioară);

- ***raportul cu structura*** (Savarenski, 1935, citat de Florea, 1979): alunecări consecvente (conform cu direcţia de înclinare a straturilor), insecvente (se formează în structuri geologice care au căderea straturilor spre versant, sau în formaţiuni stratificate orizontal, ceea ce face ca suprafaţa de alunecare să intersecteze straturile sub diferite unghiuri) şi asecvente (produse în roci nestratificate);

- ***viteza***: alunecări extrem de rapide (v > 3 m/s), foarte rapide (3 m/s – 0,3 m/min), rapidă (0,3 m/min – 1,5 m/zi), moderată (1,5 m/zi – 1,5 m/lună), lentă (1,5 m/lună – 1,5 m/an), foarte lentă (1,5 m/an – 0,06 m/an) şi extrem de lentă (v < 0,006 m/an) (Sharpe, 1938 şi Eckel, 1958, citaţi de Florea, 1979);

- ***adâncimea patului alunecării***: alunecări de suprafaţă (cu adâncimi de până la 1 m), de mică adâncime (1 – 5 m), adânci (5 - 20 m), foarte adânci (peste 20 m) (Savarenski, 1935, citat de Florea, 1979);

- ***caracterul stabilităţii***: alunecări de teren stabile sau consolidate şi alunecări active, cu subtipul reluate (când au loc pe suprafeţe deja afectate de alunecări) (Mac, 1986);

- ***relaţia cu solul***: alunecări care afectează doar orizontul de sol şi alunecări care afectează şi rocile în loc (Mac, 1986);

- ***forma şi aspectul corpurilor de alunecare*** (Tufescu, 1966): alunecări în brazde, lenticulare, în glimee sau movile, în pseudoterase, alunecări de tranziţie şi alunecări complexe;

- ***caracterul mişcării*** (Florea, 1979): alunecări de teren rotaţionale (au planul de alunecare concav şi se dezvoltă în roci omogene) şi alunecări de translaţie (deplasarea are loc pe suprafeţe de stratificaţie paralele cu suprafaţa versantului).

Dintre criteriile de clasificare a alunecărilor de teren menţionate, cel mai utilizat este cel care porneşte de la forma corpurilor de alunecare. Forma şi aspectul alunecărilor sunt rezultatul factorilor care au conlucrat la declanşarea lor, indicând cauzele care au dus la formarea lor (Tufescu, 1966). Conform autorului citat, utilizarea acestui criteriu complex şi cu baze genetice, are avantajul că se sprijină elemente vizibile, concrete, măsurabile etc.

Alunecările în brazde sunt de mică adâncime, de obicei sub 1 m, şi afectează doar orizonturile de sol, când ele au o anumită permeabilitate şi sunt localizate pe un substrat bine fixat (Tufescu, 1966). Au aspect de brazde care se rup unele de altele împreună cu vegetaţia ierboasă, determinând apariţia între ele a unor porţiuni denudate, lipsite de înveliş vegetal (fig. 6. 91). Alunecările în brazde sunt independente de tipul de rocă, deoarece se afectează doar solul (Tufescu, 1966).

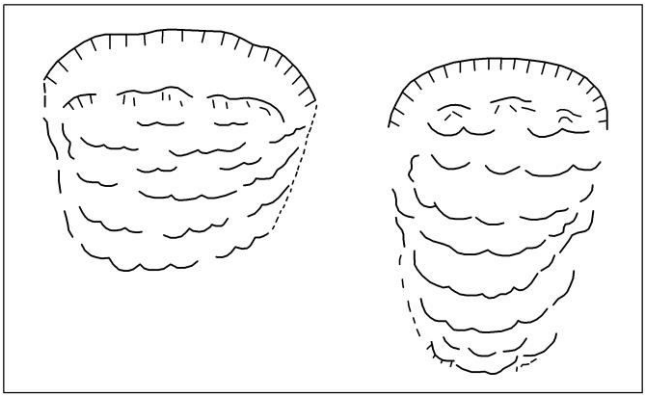


Fig. 6. 91. Alunecări superficiale (Posea et al., 1976, p. 154)

Alunecările lenticulare sunt puțin adânci (1 – 5 m) și se remarcă prin prezența unui abrupt de desprindere și a corpului alunecării sub formă de lentilă (fig. 6. 92). De obicei ele nu ajung la partea inferioară a versantului, ci rămân suspendate pe profilul acestuia. Se formează când substratul este alcătuit preponderent din argile și marne. Aceste roci fiind avide de apă, în prezența ei gonflează, își măresc volumul și alunecă pe versanți, îndeosebi când aceștia au declivități de până la 12 – 15°. În procesul de deplasare alunecările lenticulare afectează și roca de la partea inferioară a solului (Tufescu, 1966).

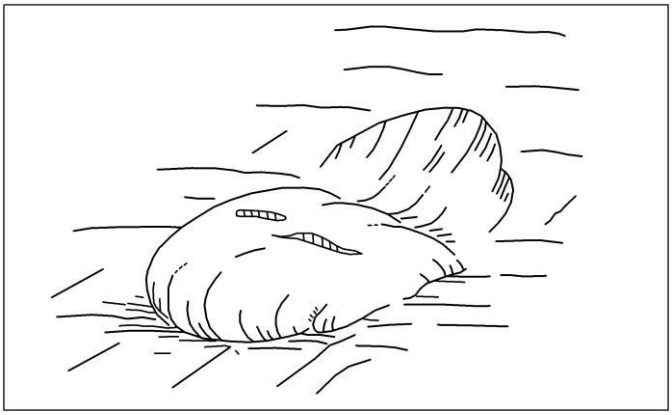


Fig. 6. 92. Alunecare lenticulară (Tufescu, 1966, p. 236)

Alunecările în glimee, movile sau monticuli afectează suprafețe mari de teren, uneori peste 200 – 300 ha, iar patul alunecării se găsește la adâncimi de 20 – 50 m. Râpa de desprindere se prezintă sub forma unui abrupt foarte înclinat, iar elementele corpului de alunecare de formă conică, piramidală sau trapezoidală se dispun în șiruri aproximativ paralele cu râpa de desprindere (fig. 6. 93).

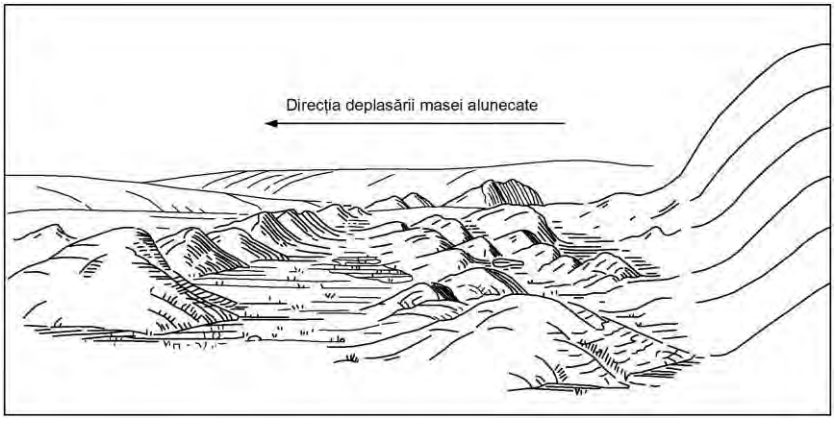


Fig. 6. 93. Alunecare de teren de tip glimee; alunecare de la Fânațele Clujului (după Tufescu, 1966, p. 117, cu modificări)

Glimeele, ca elemente componente ale corpului alunecării, prin parametrii lor morfometrici, sunt în contrast cu înclinarea generală a versantului (Roşian, 2009). Acest aspect este datorat unor obstacole întâlnite în deplasarea ei, de către masa care a alunecat, care au frânat cu bruschețe continuarea alunecării (Tufescu, 1966). Sursa citată menționează că, obstacolul poate fi structural (un capăt de strat mai dur sau de aceeași duritate, dar, care fiind consolidat nu se lasă antrenat de alunecare) sau morfologic (terasă fluvială, pseudoterasă sau chiar albia majoră) pe care se oprește alunecarea. Toate acestea trădează viteze mari de alunecare și prezența apei freatice în exces, cea care lubrifiază puternic patul alunecării (Tufescu, 1966).

Cele mai cunoscute alunecări de acest tip sunt cele de la Saschiz, Șaeș, Movile, Secășel, Urmeniș, Fânațele Clujului etc.

Problematica reliefului de glimee a fost amplu dezbătută de către Gârbacea (2013), el ajungând la următoarele concluzii: sunt poziționate în jumătatea sau treimea superioară a versanților; deplasarea corpului alunecării are loc pe distanțe relativ reduse; în funcție de structură, alunecările de tip glimee sunt consecvente și insecvente; se formează pe depozite geologice caracterizate de alternanță litologică; în Depresiunea Transilvaniei sunt frecvente pe depozite sarmațiene; glimeele consecvente se caracterizează printr-o deplasare translațională și nu rotațională; mișcările care au dus la formarea glimeelor au fost extrem de rapide și foarte rapide; vârsta glimeelor este de ordinul miilor de ani; cauzele principale ale formării lor fiind degradarea permafrostului de la sfârșitul tardiglaciarului și perioadele umede din holocen; în timpul mișcării pe versant, consecventă în raport cu înclinarea straturilor, masa afectată de alunecare se fragmentează în fâșii din care se configurează ulterior șirurile de alunecare (alcătuite din monticuli și culmi alungite), care sunt transversale față de sensul în care s-a produs deplasarea, toate acestea fiind rezultatul direct al deplasării și fragmentării terenului versantului alunecat; după producerea alunecării, care are loc într-o singură fază, nu mai au loc alte deplasări analoage de-a lungul suprafeței de alunecare, iar modelarea ulterioară se rezumă la aplatizare prin denudație a formelor pozitiv, la care se adaugă acumularea materialelor în depresiunile longitudinale și transversale dintre șirurile de glimee; nu există nici un proces geomorfologic ulterior deplasării, care să determine formarea de monticuli; diferențele referitoare la altitudinea relativă a glimeelor, care crește dinspre râpa de desprindere se explică nu prin faze mai recente de formare, ci prin unghiul care există între înclinarea suprafeței de alunecare, mai redusă, și declivitatea reliefului inițial, al versantului, mai mare, ceea ce face ca volumul și grosimea maselor deplasate să fie mai reduse spre sectorul frontal al arealului de glimee.

Alunecări în trepte sau pseudoterase sunt în majoritatea cazurilor alunecări profunde (5 – 30 m, sau chiar mai mult), desfășurate în lungime pe distanțe mari (de la câțiva zeci de metri până la câțiva kilometri), care se formează pe versanți

cu înclinări de peste 20º (Tufescu, 1966). Ele au la partea superioară o râpă de desprindere rectiliniară, în timp ce corpul alunecării, îndepărtat destul de puțin din locul de desprindere, se desfășoară în trepte (fig. 6. 94). Alunecările în pseudoterase sunt din categoria celor care se deplasează în pachet, pe un pat umectat până la plasticitate, fără ca structura internă să fie deranjată; structural ele se dezvoltă ca alunecări consecvente, pe terenuri alcătuite din straturi slab înclinate sau orizontale (Tufescu, 1966).

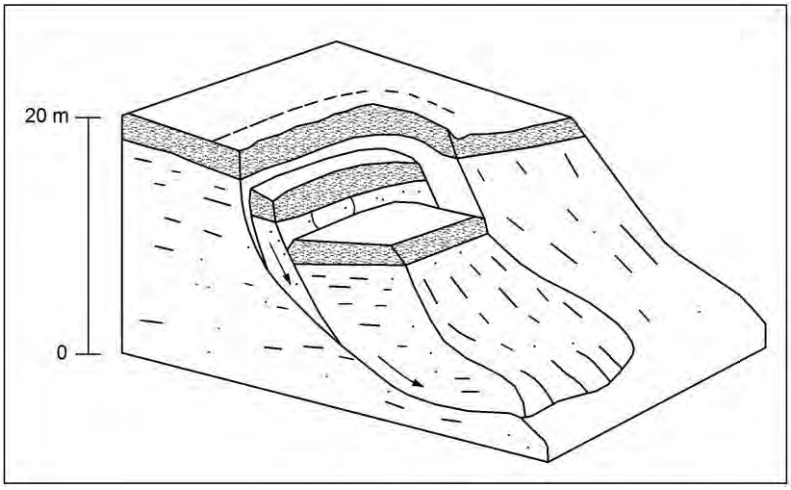


Fig. 6. 94. Alunecări de teren în trepte (Cruden și Varnes, 1993, p. 67)

Alunecările de tranziție sunt cele care nu se pot încadra cu exactitate unui tip anume, fiind mai degrabă alunecări de tranziție de la un tip la altul. Se remarcă în acest sens alunecările surpări şi alunecările de tip curgere.

Alunecările-surpări se formează în depozite cu succesiuni de straturi plastice, alcătuite predominant din marne şi argile, şi straturi mai consolidate, de tipul gresiilor şi conglomeratelor, sau alcătuite din roci necimentate (nisipuri, pietrişuri) (Tufescu, 1966). Se caracterizează la începutul procesului prin alunecarea formațiunilor moi din bază, pentru a se continua apoi cu ruperea şi surparea orizonturilor de roci mai tari, de deasupra (Mac, 1976). Se întâlnesc pe malurile râurilor, fronturile falezelor şi la obârşia râurilor. Alunecările-surpări se caracterizează printr-un microrelief cu numeroase trepte şi crăpături transversale (Tufescu, 1966).

Alunecările de tip curgere sunt caracteristice depozitelor alcătuite din argile şi marne, care în condiții de supraumectare încep să alunece pe un pat de alunecare, pentru ca apoi, pe măsură ce se deplasează spre partea inferioară a versantului, să se transforme într-o curgere noroioasă (fig. 6. 95). La această transformare contribuie

şi apa care băltește pe viitorul corp de alunecare, care pe măsură ce acesta se deplasează, ajunge in interiorul lui sporindu-i fluiditatea.

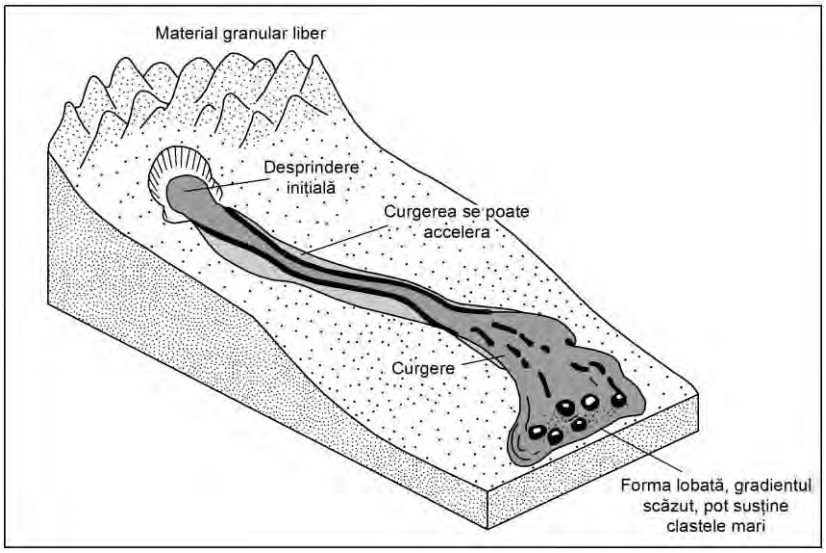


Fig. 6. 95. Alunecare de tip curgere (Dikau et al., 1997, p. 203)

Alunecările de teren complexe. Tipurile elementare de alunecări, prezentate anterior, se întâlnesc foarte rar izolate. De obicei, pe același versant se formează mai multe tipuri de alunecări. În cadrul complexelor de modelare a versanților în care predomină alunecările de teren se remarcă două tipuri (Tufescu, 1966): versanții de alunecare și alunecările de vale.

Versanții de alunecare. Există și cazuri când alunecările de teren se extind și ocupă întreaga suprafață a unui versant, determinând apariția versanților de alunecare. De cele mai multe ori, pe suprafața acestora se întâlnesc majoritatea alunecărilor de teren menționate anterior, cu toate că există și posibilitatea să se repete același tip de alunecare pe arii extinse. În situația în care versantul este alcătuit dintr-o succesiune de roci, producerea mai multor tipuri de alunecări se explică în primul rând prin raportul cu roca. De exemplu, la partea superioară a unui versant unde există un orizont de loess se pot forma alunecări-surpări, mai jos unde predomină argilele se por forma alunecări lenticulare, iar pe orizonturile de roci mai dure din partea mediană (gresii) se pot forma brâne sau trepte structurale, pe care se pot opri alunecările, creându-se altfel etaje de alunecări (Tufescu, 1966).

Alunecările de vale sunt cele care nu afectează doar versanții sau obârșia unei văi, ci prin amploarea lor îneacă întreaga vale, prin contopirea într-un tot unitar, care se deplasează în lungul văii (Tufescu, 1966). Autorul citat notează în continuare că, este vorba de o înaintare inegală și în etape pe porțiuni, la care contribuie și apele

provenite din precipitații, care au un regim de scurgere torențial pe versant (fig. 6. 96). Termenul a fost introdus de către Mihăilescu (1959), cel care include în această categorie alunecările de la Strâmbu pe Cricovelul superior, de la Bezdidel (lângă satul diaconești) și de la Bădila de pe Valea Buzăului.

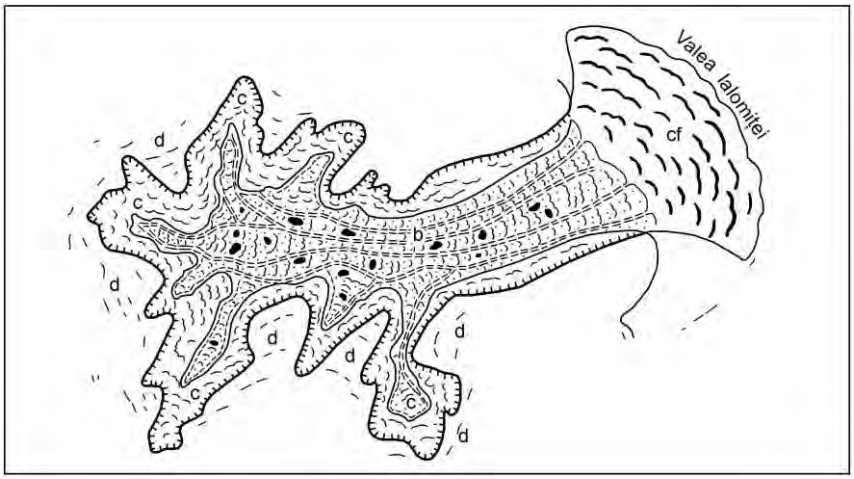


Fig. 6. 96. Alunecare de vale (Valea Pucioasei); c – obârșii de alunecare, b – limba principală a alunecării, cf – conul frontal, d – porțiuni pregătitoare de alunecări, linii întrerupte – crăpături longitudinale (Mihăilescu, 1959, citat de Tufescu, 1966, p. 248)

e. Procesele de deplasare prin curgere.

Se produc atât în mediul uscat, cât și prin intermediul apei, care se mai numesc și umede (Mac, 1986).

Deplasarea prin curgerea sfărâmăturilor. Procesul este specific teritoriilor aride și semiaride, precum și în cele lipsite de un înveliș vegetal și edafic, din teritoriile montane. Realizarea unui astfel de proces este posibil în condițiile prezenței unui orizont de dezagregare consistent, alcătuit din elemente rotunjite, dispuse pe versanți cu înclinare de 15 – 25°.

Cauza producerii unor astfel de deplasări o constituie variațiile de căldură în masa sfărâmăturilor, care conduc la dilatări și presiuni inegale între acestea, precum și aport suplimentar de sfărâmături din blocurile în loc; toate acestea determină creșterea încărcăturii și litosegregarea în funcție de greutatea specifică, pentru ca în cele din urmă să rupă echilibrul staționar al depozitelor (Mac, 1986).

Deplasarea are loc areal, ceea ce face ca suprafața versanților să aibă aspect haotic. Când sfărâmăturile în deplasarea lor se concentrează de-a lungul unor aliniamente se formează torenți uscați, care prin repetarea procesului formează văi de pietre (Mac, 1986), ce au la partea inferioară conuri vaste și aplatizate alcătuite din materialele transportate (fig. 6. 97).

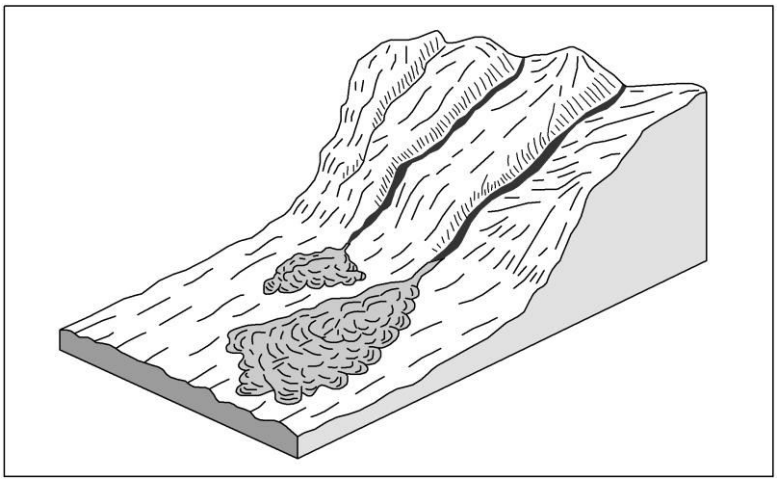


Fig. 6. 97. Curgerea sfărâmăturilor (Hugget, 2005, p. 48)

Porniturile de nisip. Sunt caracteristice teritoriilor deşertice şi semideşertice, pe plaje înclinate, pe versanţii alcătuiţi din gresii şi conglomerate, la baza platourilor supuse retragerii.

Deplasările au caracter selectiv în funcţie de granulometria particulelor; cele mai grosiere ajung la distanţe mai mari, iar cele mai fine înaintează mai puţin. În urma lor se formează taluzuri sortate la baza abrupturilor (Mac, 1986).

Curgerile noroioase. Se formează în urma înmuierii cu apă până la suprasaturare a unor materiale impermeabile dar avide de apă, aşa cum sunt argilele. Alături de această condiţie mai este necesară existenţa unor excavaţii sau a unor crăpături la partea superioară a terenului, care să favorizeze acumularea apelor provenite din precipitaţii şi ajungerea lor în profunzime (Mac, 1976). De asemenea, panta de curgere trebuie să fie accentuată (15 – 20^{o}), vegetaţia să fie rară, precipitaţiile să fie însemnate cantitativ şi de durată.

Deplasarea materialelor suprasaturate cu apă se face relativ rapid, antrenând şi resturi de altă natură, cum ar fi material lemnos şi alte resturi de vegetaţie (fig. 6. 98).

Elementele unei curgeri noroioase sunt:

- *bazinul de alimentare*, în formă de amfiteatru, este suprafaţa de pe care se alimentează curgerea noroioasă;

- *canalul de curgere*, cu aspect de albie, este cel prin care se scurge noroiul fluid;

- *conul de revărsare sau de împrăştiere* se formează prin acumularea noroiului la baza versantului de pe care a avut loc curgerea; sunt situaţii în care conul poate lipsi, datorită opririi şi consolidării materialului pe canal.

Curgerile noroioase sunt frecvente în teritoriile din climatele temperate. Ele se produc de obicei primăvara, când substratul este supraumectat cu apa provenită de la topirea zăpezilor şi din ploile de durată. În România se formează în Depresiunea Transilvaniei, în Subcarpaţii de Curbură, în Câmpia Moldovei etc.

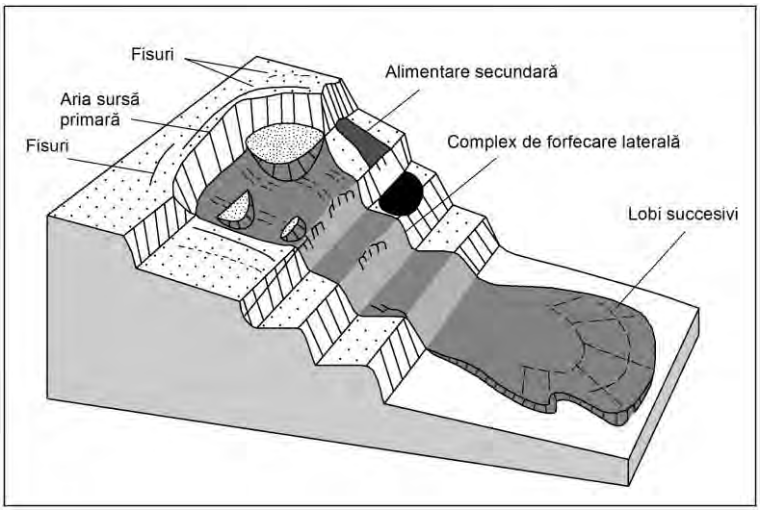


Fig. 6. 98. Curgere noroioasă (Dikau et al., 1997, p. 104)

Curgerile de nisipuri umede. În condițiile supraumezirii, depozitele nisipoase sunt afectate de procesul de curgere, datorită îndepărtării particulelor unele de altele. Curgerea este condiționată de înclinarea substratului și dimensiunea particulelor de nisip, în sensul că cele fine și rotunjite curg la o umezire mai redusă, comparativ cu cele mari și colțuroase, care au nevoie de o umezire mai puternică pentru a se deplasa (Mac, 1986).

Solifluxiunea. Aceasta este un proces lent și continuu de curgere pe versanți a unor sfărâmături sau soluri ca urmare a dezghețului, în condițiile în care substratul rămâne saturat cu apă; este specifică condițiilor periglaciare (fig. 6. 99).

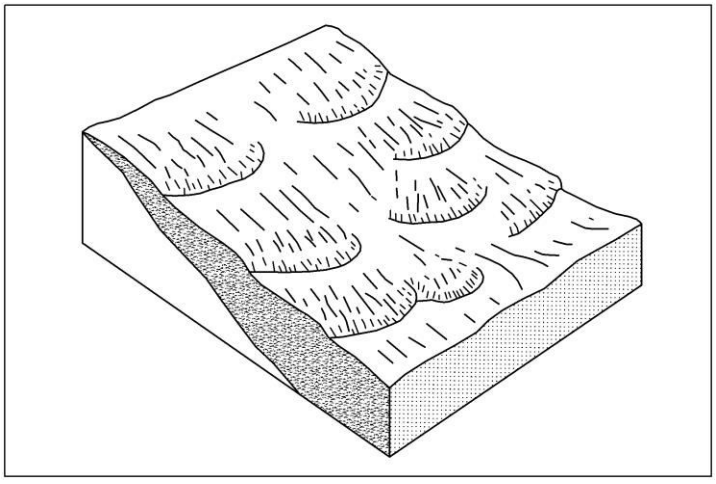


Fig. 6. 99. Solifluxiune (Varnes, 1978, citat de Rădoane et al., 2001, p. 44)

Termenul a fost propus de Anderson (1906), cel care a descoperit acest proces în teritoriile cu climat polar, semnificația lui venind de la specificul fenomenului de curgere.

Pentru declanşarea solifluxiunii sunt necesare următoarele condiții (Mac, 1976):

- alcătuirea terenurilor din particule fine;
- perioade îndelungate cu îngheț-dezgheț;
- prezența unui substrat înghețat, cu declivitate redusă, pe care materialul dezghețat şi supraumectat să de deplaseze.

Astfel de condiții se întâlnesc în teritoriile din climatul polar şi subpolar (în scurta perioadă a dezghețului de vară), în cele temperate cu ierni aspre (în timpul dezghețului de primăvară), în munții înalți din celelalte climate unde îngheț-dezghețul are loc frecvent.

Procesul *„începe dinspre suprafața terenului, unde se dezgheață un prim orizont, care va curge pe cel rămas înghețat; la o nouă dezghețare, într-un orizont mai adânc, se va realiza o altă deplasare pe substratul rămas înghețat. Se poate astfel vorbi de o succesiune de suprafețe de alunecare situate, progresiv, la adâncimi din ce în ce mai mari, pe măsura evoluției dezghețului"* (Mac, 1986, pp. 84 - 85).

Solifluxiunea poate avea loc şi pe suprafețe cu valori ale înclinării de 2 – 3°, rezultând forme de tipul ridurilor, ondulărilor, mărghilelor şi brazdelor înalte de până la 0,5 m etc.

Formele de relief specifice sunt în funcție de adâncimea solifluxiunii, natura materialului antrenat, configurația terenului etc.; dintre forme se remarcă (Mac, 1976):

- *văluriri* sub formă de zbârcituri, se produc când pe solul înghețat (permafrost) materialele înmuiate până la starea semifluidă alunecă uşor, dar inegal, formând încrețituri;
- *movile solifluxionale*, de formă circulară, formate prin ruperea solului şi îngrămădirea lor diferențiată;
- *terasetele* formate prin evacuarea neuniformă a solului dezghețat inegal;
- *muşuroaiele înierbate*, se formează pe solurile bine stabilizate de vegetația ierboasă, atunci când mişcarea solului dezghețat nu reuşeşte să rupă pânza covorului vegetal, bombându-l;

f. Deplasările de teren complexe. În această categorie se includ cele care se produc prin conlucrarea unui număr mare de factori şi variabile.

Deplasarea de tip creep sau creeping. Sunt deplasări independente unele de altele, ale particulelor fine ce intră în alcătuirea substratului, ceea ce conduce în final la o redistribuire a materialelor (fig. 6. 100). Termenul a fost introdus de Gotzinger (1909) pornind de la semnificația cuvântului din limba engleză *creep*, care înseamnă a se târî, a se furişa ascuns.

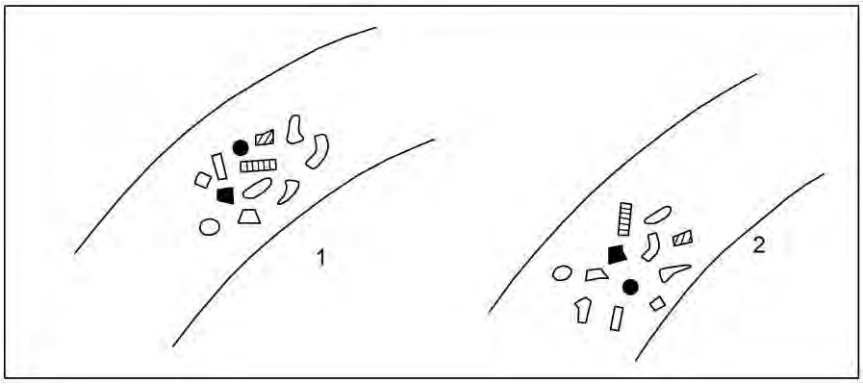


Fig. 6. 100. Reprezentarea schematică a schimbării poziției particulelor prin procesul de creeping (Derruau, 1956, citat de Tufescu, 1966, p. 205)

Mișcarea lentă a particulelor constituente depinde în fiecare moment și la fiecare particulă de circumstanțele locale și întâmplătoare, neexistând niciodată cumulare de viteză și, deci, accelerarea mișcări, motiv pentru care o dată puse în mișcare individual, particulele se și opresc imediat (Mac, 1986).

Cauzele acestui proces complex sunt multiple: variațiile termice, hidratarea, îngheț-dezghețul, capilaritatea, infiltrarea apei, creșterea rădăcinilor, activitatea viețuitoarelor din sol (Mac, 1986).

Deplasarea de tip creep este la modul general una lentă, ea fiind mai activă la suprafața terenului și mai atenuată în adâncime. Se întâlnește preponderent pe terenuri ușor înclinate, de obicei acoperite cu vegetație.

După granulometria materialului deplasat Sharpe (1938, citat de Rogers și Chung, 2016) a deosebit trei tipuri de creep:

- *creep-ul de sol* (soil creep) este o deplasare lentă, spre partea inferioară a versantului, a orizonturilor pedologice. Se formează microterase cu altitudini relative de câțiva centimetri desfășurate pe suprafața versantului paralel cu izohipsele;

- *creep-ul de taluz* (talus creep) afectează taluzurile alcătuite din grohotișuri, a căror elemente constituente se deplasează lent datorită ritmicității unor procese naturale;

- *creep-ul rocilor* (rock creep) se referă la mișcarea lentă care are loc piatră cu piatră. El are loc în depozitele de sfărâmături lipsite de coezivitate, unde se manifestă prin rearanjarea elementelor. În categoria lui se includ pietrele glisante.

În urma creep-ului, la suprafața terenului rezultă ondulări ale cuverturii vegetale, deformarea suprafețelor construite, înclinarea și curbarea arborilor, înclinarea stâlpilor etc. (fig. 6. 101).

În teritoriile semiaride, creep-ul poate trece cu ușurință în alunecare de teren, iar în cele periglaciare în solifluxiune (Posea et al., 1976).

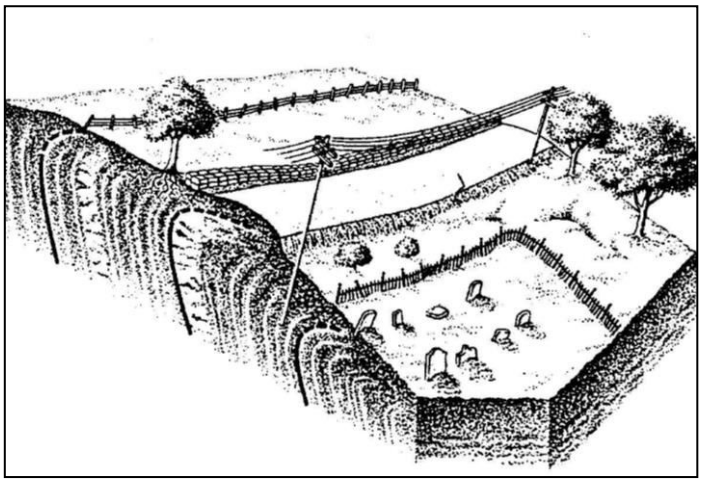


Fig. 6. 101. Efectul creep-ului asupra îndoirii straturilor (Sharpe, 1938, cit. de Cioacă, 2006, p. 177)

Încovoierea capetelor de straturi. El este un proces geomorfologic de durată, dificil de observat când terenul este acoperit cu vegetație sau construcții (Florea, 1979). Conform autorului citat, prezența lui este semnalată când pe versant se întâlnesc copaci deviați de la poziția lor verticală, garduri și stâlpi de înclinați, clădiri, ziduri de sprijin sau fundații deplasate ori rupte, șosele sau căi ferate deranjate, fără ca în suprafața morfologică să existe deformații vizibile a terenului.

Cu toate că raportat la obiectivele antropice efectele încovoierii capetelor de straturi sunt asemănătoare cu cele ale creep-ului, cele două procese nu sunt similare. Există în schimb posibilitatea, ca inițierea încovoierii capetelor de straturi să fie datorată creep-ului, lucru care se întâmplă frecvent.

Pentru producerea încovoierii capetelor de straturi sunt necesare câteva condiții (Mac, 1976):

- înclinarea mare a straturilor, până aproape de verticală;
- alternanța straturilor alcătuite din roci cu durități și permeabilități diferite;
- supraîncărcarea capetelor de straturi cu pături de meteorizație instabile, care în deplasarea lor gravitațională, imprimă asupra capelor de strat presiuni laterale, conform direcției pantei.

Încovoierea capetelor de straturi, după ce ele au fost degradate de către procesele de meteorizație sau de creep, se produce fie sub efectul gravitației, care le determină încovoierea sub propria greutate, fie datorită creșterii plasticității, când se deformează conform pantei.

Încovoieri ale straturilor se pot produce și datorită presiunilor exercitate de deluvii, zăpadă, ghețari, construcții sau în urma procesului de îngheț-dezgheț (Mac, 1976).

Un rol important în încovoierea capetelor de straturi, îl are aşadar frecarea dintre formaţiunea deluvială care se deplasează pe versant, şi roca de bază, ale cărei capete de strat se îndoaie datorită frecării care se produce (Zaruba şi Mencl, 1974).

Încovoierea capetelor de strat este o formă a curgerii plastice, care se consideră că este prezentă pe toţi versanţii, indiferent de conţinutul în apă al rocilor (Florea, 1979). Mişcarea care însoţeşte acest proces este una continuă, fără a se observa un contur clar între materialul în mişcare şi cel care rămâne pe loc; cu alte cuvinte nu poate fi vorba de o suprafaţa de alunecare (Florea, 1979), indiferent de amploare.

Coraziunea. Reprezintă acţiunea mecanică a depozitelor pregătite pentru deplasare, asupra suportului lor litologic (Penck, 1924). Ea se manifestă sub forma unei presări, pe care materialele instabile o exercită la nivelul versantului, conform cu panta acestuia (fig. 6. 102). Când este intensă creează o inflexiune negativă cu aspect de văiugă, denumită vale de coraziune. Termenul în cauză aşa cum a fost definit de către Penk (1924) nu trebuie confundat cel coraziune, care se foloseşte pentru desemnarea procesului de eroziune, realizat de către vântul încărcat cu particule fine şi dure.

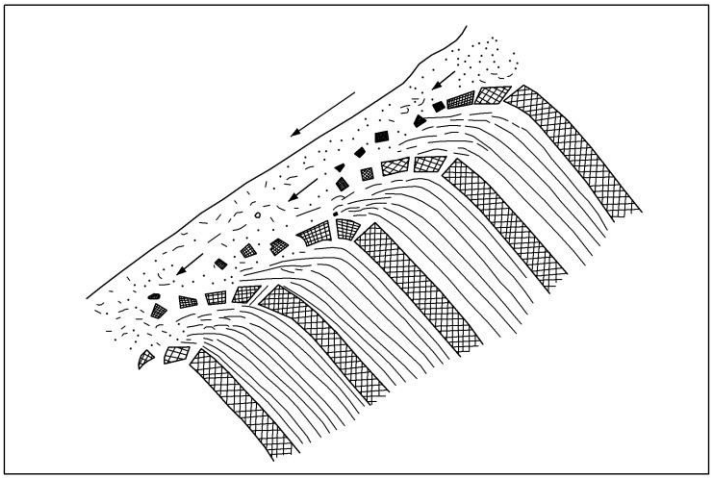


Fig. 6. 102. Coraziunea (îndoirea straturilor prin creeping) (Posea et al., 1976, p. 167)

Deraziunea. Este un proces complex de deplasare a terenurilor, care implică coraziunea, în sensul dat de Penk (1924), adică acţiunea mecanică a depozitelor, pregătite şi aflate în deplasare, asupra suportului litologic, alunecarea superficială şi dispersia particulelor prin spălare (Mac, 1986).

În aceste condiţii deraziunea debutează prin coraziune, în urma căreia are loc schiţarea nişei de deraziune, spre care se deplasează apoi materialele libere de pe suprafaţa versantului, lucru care determină creşterea greutăţii maselor în locul respectiv. Are loc astfel sporirea locală a permeabilităţii pe suprafaţa versantului, creşterea

umidității la baza depozitului deluvial, format în nișa de deraziune, și creșterea mobilității materialelor, motiv pentru care se vor deplasa spre partea inferioară a versantului. Rezultatul deplasării sunt forme reziduale de tipul văilor de deraziune, crestelor de deraziune, martorilor de deraziune. Repetarea procesului se soldează cu retragerea versanților spre interfluvii, acestea din urmă transformându-se în creste de intersecție, prevăzute cu o alternanță de martori și înșeuări.

Pe această cale se ajunge la un relief specific, denumit de deraziune, în formarea căruia un rol important alături de litologie (alternanțe de nisipuri, argile, marne, loessuri) îl are și climatul (alternanță sezonieră: cald și uscat, rece și umed), așa cum menționează Pécs (1966), cel care a introdus termenul de deraziune.

6.2.2.9. Văile fluviale

Cu toate că văile sunt atât de comune, încât rareori sunt definite, și în mod ciudat tind să fie trecute cu vederea, ca forme de relief (Huggett, 2005), studierea formei ce rezultă în urma dinamicii albiilor, evidențiază că procesul dominant este cel de eroziune, ca efect al interacțiunii apei curgătoare cu substratul.

Această afirmație este susținută și de faptul că, în urma persistenței unei albii pe același traseu, o perioadă îndelungată, rezultă o formă de relief complexă, denumită vale fluvială. Ea este rezultatul adâncirii și migrării laterale a albiei, pe fondul unor condiții tectonice și climatice favorabile. Alături de procesele geomorfologice din cadrul albiilor, la dezvoltarea văilor contribuie și procesele care au loc la nivelul versanților.

Referitor la geneza văilor încă din secolul al XVI-lea Leonardo da Vinci a enunțat principiul conforma căruia, văile sunt creația râurilor care le străbat, iar între debitul râului și dimensiunea albiei sale există un anumit raport (Mac, 1986). La rândul său Playfair (1802) publica un enunț, care avea să fie recunoscut mai târziu ca legea lui Playfair, în care menționa că fiecare râu este format dintr-un curs principal, alimentat de mai mulți afluenți, fiecare curgând printr-o vale proporțională cu mărimea sa și toate la un loc formând un sistem de văi legate între ele și cu pante de curgere atât de exact ajustate, încât nici una din confluențele cu valea principală nu se realizează într-un punct nici mai înalt, nici mai coborât; împrejurarea ar fi extrem de improbabilă dacă aceste văi nu ar constitui oprea râurilor care curg prin ele. În acest context trebuie reținut că dimensiunea văii reflectă cantitatea de apă care se scurge prin ea (Chorley et al., 1984).

Elementele definitorii ale unei văi, pornind de la partea inferioară spre cea superioară sunt: albia, lunca, terasele și versanții (6. 103). Nu este obligatoriu ca toate elementele menționate să fie prezente în secțiunea transversală a unei văi. Unele pot lipsi, iar altele se pot repeta. De exemplu, la câmpie valea este reprezentată doar de albie și luncă, versanții lipsind, în timp ce la munte poate fi compusă doar din albie și

versanți. Urmărite în profil transversal, aceste elemente diferă de la un sector la altul, în funcție de structură, litologie, stadiu de evoluție, modul de formare al văii etc.

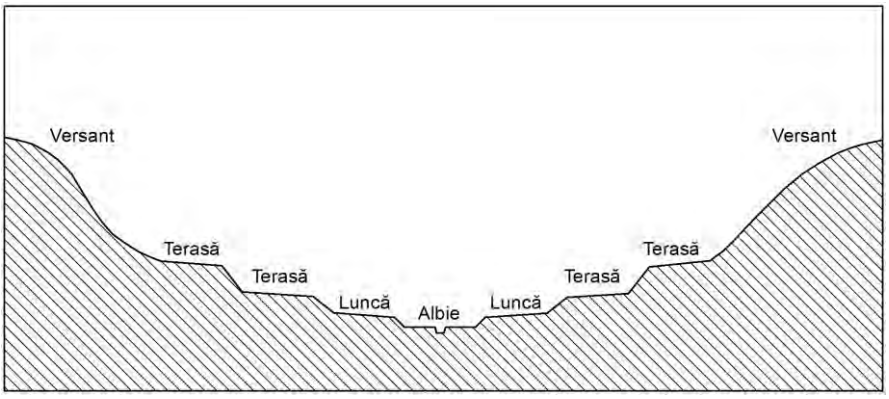


Fig. 6. 103. Elementele unei văi

Forma și dimensiunile unei văi diferă în funcție de calibrul râului, alcătuirea substratului geologic, stadiul de evoluție și alți factori locali (Blaga et al., 2014).

Văile au dimensiuni diferite în profil longitudinal și transversal începând de la câteva sute de metri, la câteva mii de kilometri lungime, așa cum este în cazul văii Amazonului, care ajunge la peste 6.500 km lungime. La rândul ei lățimea variază de la zeci de metri la zeci de kilometri sau chiar mai mult (la vărsarea în Oceanul Atlantic valea Amazonului ajunge la peste 100 km lățime).

6.2.2.9.1. Tipuri de văi

Clasificarea văilor fluviale se poate realiza după diverse criterii, dintre care cele mai utilizate sunt următoarele: forma profilului longitudinal și transversal, tipul unității de relief în care se dezvoltă, stadiul de evoluție, tipului de structură geologică, dispunerea față de aliniamentele geologice.

După ***forma profilului transversal***, cel care indică geneza și caracterul dezvoltării, există următoarele tipuri de văi (Coteț, 1971, Mac, 1976): văi cu profil transversal îngust și larg.

- văile cu profil transversal îngust sunt rezultatul unui stadiu de evoluție incipient sau a prezenței unor structuri și roci, care permit menținerea unor versanți abrupți, pe fondul predominării eroziunii verticale. În această categorie se includ văile în chei, văile în canion, defileele etc.;

- văile cu profil transversal larg sunt specifice teritoriilor care au în substrat roci friabile (argile, marne, nisipuri etc.). La evazarea văilor se ajunge datorită unei evoluții îndelungate, când în urma modelării fluviale în culoarele de vale sunt prezente serii de terase și umeri de vale.

După ***poziția albiei văii în profil transversal*** și declivitatea versanților se deosebesc văi simetrice și văi asimetrice (Coteț, 1971, Mac, 1976).

- văile simetrice sunt cele care au versanții localizați la distanțe egale de albie; în același timp versanții trebuie să aibă aproximativ aceeași înclinare;

- văile asimetrice au versanții cu declivități diferite și poziționați la distanțe inegale față de albie. La astfel de văi se ajunge din cauze litologice (duritatea diferită a rocilor determină ca versantul alcătuit din roci mai dure să fie mai stabil, comparativ cu cel alcătuit din roci friabile, care va evolua mai rapid), structurale (structurile monoclinale favorizează abaterea râurilor pe fețele straturilor, conform declivității), expoziționale (versanții însoriți, cu expunere sudică și sud-vestică, sunt afectați de mai multe cicluri gelive decât ceilalți, fapt care determină o degradare mai rapidă a lor), tectonice, hidrologice (aporturi hidrografice numai dintr-o parte, așa cum este în cazul Oltului în Depresiunea Făgăraș, care este împins spre nord de afluenții de stânga, care vin din unitatea montană cu debite însemnate cantitativ, comparativ cu cei de dreapta care vin din Podișul Hârtibaciului și care au debite scăzute și uneori caracter temporar).

În funcție de ***procesul dominant în profil longitudinal*** se deosebesc (Posea et al., 1976):

- văi de tip sector superior, unde predomină eroziunea în adâncime;

- văi de tip sector inferior, în cadrul cărora domină transportul și eroziunea laterală;

- văi de tip sector inferior caracterizate de prezența acumulării și a transportului.

Un alt criteriu este cel al ***tipului de relief în care s-a dezvoltat valea*** (Coteț, 1971):

- văi de munte, adânci și înguste în care domină eroziunea;

- văi de podiș și dealuri, mai largi și etajate datorită prezenței teraselor, unde la nivelul albiilor este prezentă atât eroziunea cât și acumularea;

- văi de câmpie, largi, lipsite de versanți și supuse colmatării.

După ***stadiul de evoluție*** se deosebesc (Davis, 1899):

- văile tinere, cele care în profil transversal au forma literei V; la nivelul albiilor se remarcă prezența repezișurilor și a pragurilor ca dovadă a prezenței eroziunii verticale;

- văile mature sunt mai largi, au un profil transversal mai evazat, iar la nivelul albiilor alternează eroziunea și acumularea, pe fondul dominării transportului de aluviuni;

- văile foarte evoluate, mult lărgite, cu pat gros de aluviuni și cu tendință de colmatare.

În funcție de ***tipul de structură geologică*** evidențiază următoarele tipuri de văi:

- văi în structuri monoclinale: consecvente, subsecvente, obsecvente și resecvente;

- văi în structuri cutate: văi de anticlinal, vai de sinclinal, văi de flanc (izoclinale);

- văi în structuri faliate: văi de falie, văi de graben etc.

În funcție de ***dispunerea față de aliniamentele geologice***, se deosebesc (Mac, 1976):

- văi longitudinale (Tarcău, Asău, Moldovița);
- văi transversale (Oltul, Mureșul, Someșul);
- văi diagonale (Trotușul).

O categorie aparte o formează ***văile inadaptate*** sau indiferente față de structura geologică, fapt explicat prin consecvența râului pe profil, acesta reușind să se adapteze atât la duritatea rocilor, cât și la mișcările tectonice pozitive. Formarea și dezvoltarea lor presupune condiționări și raportări la situații extrateritoriale, la nivele de bază îndepărtate, la variații climatice, maritime etc. (Mac, 1976)

- văile epigenetice sau supraimpuse sunt cele care în urma adâncirii au trecut de la orizonturi superioare, cu o anumită structură și litologie, în orizonturi mai dure, în care își mențin traseul, fără intervenția mișcărilor tectonice (Mac, 1976). Dintre văile epigenetice se remarcă Valea Hășdate, care după ce inițial s-a adaptat straturilor sarmațiene și-a menținut cursul și prin bara calcaroasă mezozoică, formând Cheile Turzii;

- văile antecedente își mențin traseul prin adâncire în structurile afectate de mișcări de ridicare, fiind mai vechi decât morfologia unităților orografice pe care le traversează. În categoria văilor antecedente se include Valea Buzăului, care după ce izvorăște de pe versantul vestic al Carpaților de Curbură, trece peste limita marilor înălțimi carpatice și se drenează spre Câmpia Română (Posea et al., 1969). Antecedența este caracteristică orogenurilor în curs de ridicare.

6.2.2.9.2. Evoluția văilor

Formarea diverselor tipuri de văi are la bază atât un proces genetic inițial, cât și unul evolutiv (Posea et al., 1976). Văile se diversifică sub aspect morfologic deoarece se supun, poate mai mult ca orice alte forme de relief, legilor generale din geomorfologice: legea echilibrului, a etajării, a eroziunii diferențiale (rocă, structură, tectonică), a zonalității climatice etc. (Posea et al., 1976).

La fel ca la orice tip de relief, și în cazul celui fluvial asistăm la o evoluție geomorfologică, în cadrul căreia văile se adaptează la structură și litologie, rezultând o anumită configurație în plan a rețelei de văi.

A. Configurația în plan a rețelei de văi

În funcție de configurația acestora se deosebesc următoarele tipuri (fig. 6. 104):

- ***rețeaua dendritică*** (*dendron* în greacă înseamnă arbore) este cea în care afluenții și râurile principale formează o rețea de văi sub formă de ramurilor unui

arbore; confluențele râurilor au loc în unghiuri mai mici de 90° se formează pe structuri geologice cu rezistență uniformă la eroziune;

- ***rețeaua rectangulară*** este specifică confluențelor în unghi drept între afluenți și râurile principale; caracterizează teritoriile în care predomină rocile cristaline fracturate tectonic;

- ***rețeaua în gratii*** se remarcă prin prezența unor văi principale dispuse în diagonală, la care se adaugă văi secundare dispuse perpendicular pe cele principale; este caracteristică structurilor cutate și faliate;

- ***rețeaua radiară*** se întâlnește pe flancurile conurile vulcanice și pe structurile de tip dom;

- ***rețeaua convergentă*** sau ***centripetă*** este specifică rețelelor hidrografice care converg spre același punct unde se unesc; se întâlnește pe structurile cutate sub formă de branhianticlinale, în teritoriile afectate de subsidențe, precum și în cratere și caldeire vulcanice;

- ***rețeaua multibazinală*** este specifică teritoriilor colinare presărate cu depresiuni, precum și celor carstice;

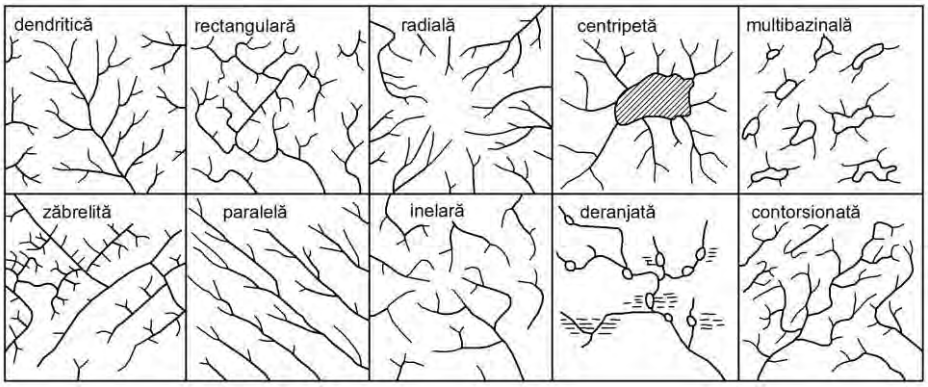


Fig. 6. 104. Tipuri de configurații în plan a rețelei hidrografice (Zernith, 1932, citat de Ichim et al., 1989, p. 46)

- ***rețeaua zăbrelită*** sau sub formă de gratii, se caracterizează prin unghiuri de confluență drepte sau apropiate de 90°; este specifică teritoriilor fracturate tectonic și cu structuri alcătuite din alternanțe litologice;

- ***rețeaua paralelă*** este specifică formațiunilor litologice dispuse longitudinal;

- ***rețeaua inelară*** este caracteristică structurilor de tip dom, ea fiind dezvoltată pe flancurile acestora; exemple tipice de rețea inelară se întâlnesc pe flancurile domurilor diapire din Podișul Târnavelor (Tăuni, Copșa Mică, Bunești, Rodbav etc.); de exemplu în cazul domului Tăuni atât Târnava Mare cât și afluenții acesteia s-au adaptat structurii respective (fig. 6. 105);

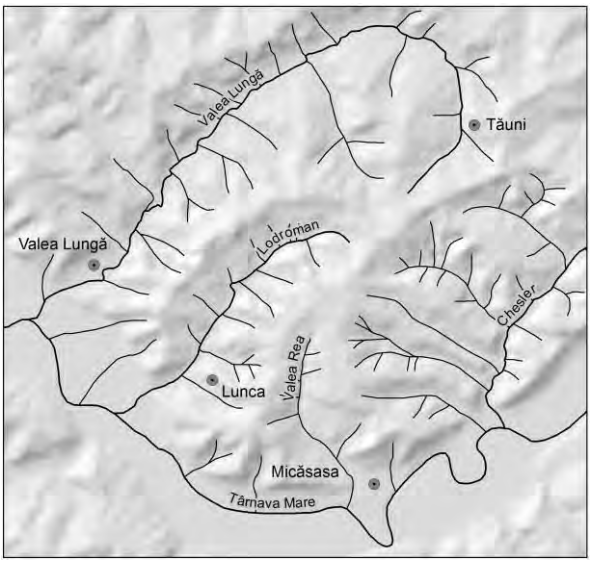


Fig. 6. 105. Adaptarea rețelei hidrografice la structura de tip dom

- ***rețeaua modificată antropic*** în scopul realizării unor iazuri sau lacuri de acumulare, regularizării cursurilor de apă pentru diverse scopuri;

- ***rețeaua contorsionată*** se formează datorită alternanței litologice și a unei tectonici complexe (Ichim et al., 1989);

- ***rețeaua mixtă*** este cel mai des întâlnită, ea fiind specifică teritoriile cu structuri diverse, precum și celor deranjate tectonic.

B. Captările fluviale.

În cadrul procesului complex, de adaptare a rețelei hidrografice la particularitățile substratului, se produc captări fluviale.

Captările fluviale sunt fenomene de remaniere a rețelei hidrografice. Ele au loc prin pătrunderea unui râu, datorită eroziunii regresive, dintr-un bazin hidrografic în altul, până la intersectarea unei albii, pe care captează și îi drenează debitul. Rezultatul acestora este mărirea bazinului hidrografic a unui râu, în detrimentul celui din vecinătate. Se ajunge astfel la existența unui râu captator și a unui captat.

Captările fluviale deși nu sunt foarte dese, ele pot fi recunoscute în majoritatea teritoriilor modelate fluvial. Ele se produc mai frecvent în teritoriile cu o mare densitate a rețelei hidrografice.

Cauzele captărilor. Producerea captărilor fluviale se datorează următoarelor cauze (Mac, 1976, Posea et al., 1976):

- panta este cea care favorizează avansarea eroziunii regresive dinspre nivelul de bază spre bazinetele de obârșie ale râurilor. Dacă panta se menține ridicată în

sectorul superior al râului şi condiţiile structurale, litologice şi climatice (precipitaţii lichide însemnate cantitativ) sunt favorabile, atunci eroziunea regresivă se va accentua şi cumpăna de ape (limita bazinului hidrografic) va fi împinsă în detrimentul bazinului hidrografic din vecinătate, care se consideră că are pantă mai mică şi o activitate fluvială mai redusă;

- altitudinea diferită a nivelelor de bază a celor două râuri, determină ritmuri diferenţiate de propagare a eroziunii regresive. Ea va fi mai activă în bazinul hidrografic cu nivelul de bază mai coborât altitudinal;

- duritatea diferită a rocilor este cea care introduce diferenţieri în rata eroziunii, aceasta din urmă fiind mai mare pe depozite friabile;

- stadiul de evoluţie a văilor contează prin faptul că, un râu cu cât este mai tânăr, se consideră că are energie potenţială mai mare, pentru a evolua în detrimentul celor mature;

- lungimea profilului longitudinal introduce diferenţieri în sensul că la aceeaşi pantă medii a albiei, râurile cu profil mai scurt sunt mult mai dinamice, atunci când vine vorba de extinderea bazinului hidrografic;

- debitul influenţează îndeosebi prin valoarea sa, dar şi prin distribuţie în cursul unui an, al unui deceniu, secol etc.;

- cantitatea de precipitaţii, natura şi distribuţia lor în timp;

- tipul de sol şi modul de utilizare al terenurilor;

- mişcările tectonice ale scoarţei;

- intervenţia antropică care poate fi atât directă (săparea de canale, realizarea de baraje etc.), cât şi indirectă (modul de utilizare a terenurilor).

Elementele captărilor. În urma producerii unei captări fluviale, rezultă o serie de elemente, după care acestea pot fi recunoscute (fig. 6. 106).

- ***cotul de captare*** se întâlneşte îndeosebi la captările laterale, el fiind rezultatul schimbării direcţiei cursului captat spre cel captator;

- ***şaua de captare*** este localizată în dreptul cotului de captare, iar în prelungirea ei se găseşte vale captată; ea reprezintă locul pe unde curgea râul captat înainte de remanierea reţelei hidrografice; după un anumit timp de la realizarea captării, pe măsură ce râul se adânceşte pe noul traseu, şaua apare suspendată faţă de acesta; în cuprinsul ei se găsesc depozite fluviale care aparţinea râului captat, când el încă mai curgea la acest nivel;

- ***defileul de captare*** se prezintă sub forma unui sector în lungul căruia valea s-a adâncit recent, imediat după ce a avut loc captarea. Adâncirea se datorează adaptării râului captat la un nou nivel de bază, cel al râului captator; pe acest sector panta albiei creşte, datorită diferenţei de nivel dintre râul captator şi cel captat;

- ***valea decapitată*** sau seacă, localizată în aval de punctul de captare, în prelungirea şeii, reprezintă locul pe unde curgea râul captat înainte de captare. Urmărită în profil transversal ea este foarte evoluată, comparativ cu puterea de lucru a agenţilor

care mai concură la modelarea ei, după ce a avut loc captarea. De-a lungul ei pot exista chiar şi terase fluviale dezvoltate, a căror geneză nu pot fi legată de actualul regim al curgerii, care este unul temporar, ci trebuie admisă existenţa unui curs mult mai mare de apă care a fost decapitat (Mac, 1976).

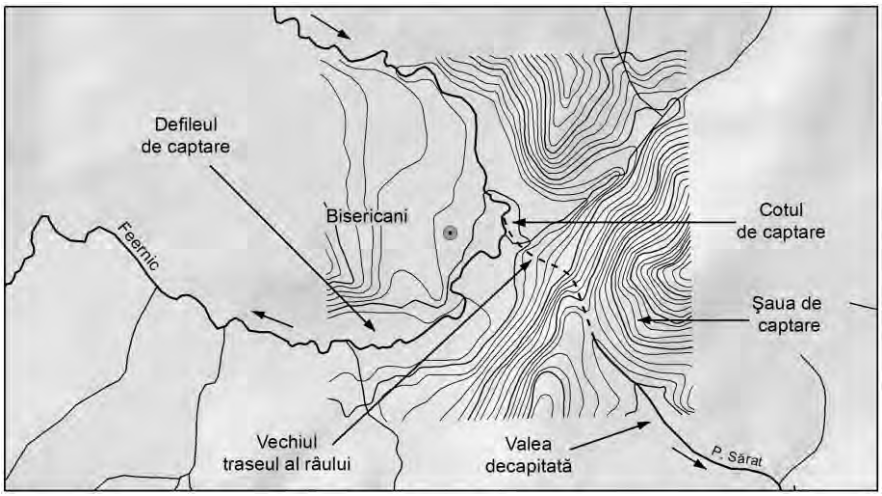


Fig. 6. 106. Elementele unei captări

Pe baza poziţiei altimetrice şi a numărului de terase din valea captată, precum şi a evoluţiei văilor după captare se poate reconstitui fenomenul şi chiar stabilii vârsta acestuia.

Clasificarea captărilor se realizează îndeosebi după următoarele criterii: stadiul producerii, modul efectuării, după poziţie etc.

După ***stadiul în care se află procesul de captare*** se disting următoarele tipuri:

- *previzibile* - care se pot produce într-un viitor nu prea îndepărtat;

- *captările iminente* - sunt cele care se află pe punctul de a se produce, fiind îndeplinite toate condiţiile necesare;

- *captările prin difluenţa* sau instabile - sunt cele în curs de realizare; în cazul lor apele unor râuri se îndreaptă în anumite sectoare, când spre un bazin, când spre altul;

- *captări efectuate* - care pot fi vechi sau recente.

După ***locul producerii*** captările sunt de două tipuri:

- *captări de suprafaţă*;

- *captări subterane* sau carstice: exocarstice (pierderea cursului de la suprafaţa într-un sorb) şi endocarstice (sunt captările subterane propriu-zise, care se produc între râuri subterane).

În funcţie de ***modul cum s-a efectuat captarea*** se deosebesc:

- *captările laterale*, după cum le spune şi numele, se realizează prin intermediul afluenţilor râului mai coborât altitudinal, care prin eroziune regresivă

atacă lateral afluenții sau chiar râul principal din vecinătate. Captarea se produce când râul care a pătruns regresiv ajunge în albia celui pe care îl va capta (fig. 6. 107). Apa acestuia din urmă se va scurge gravitațional, pe linia de cea mai mare pantă, spre albia râului captator, captarea având loc brusc. Ele sunt cele mai des întâlnite, păstrând bine elementele morfologice, ale fenomenului de captare;

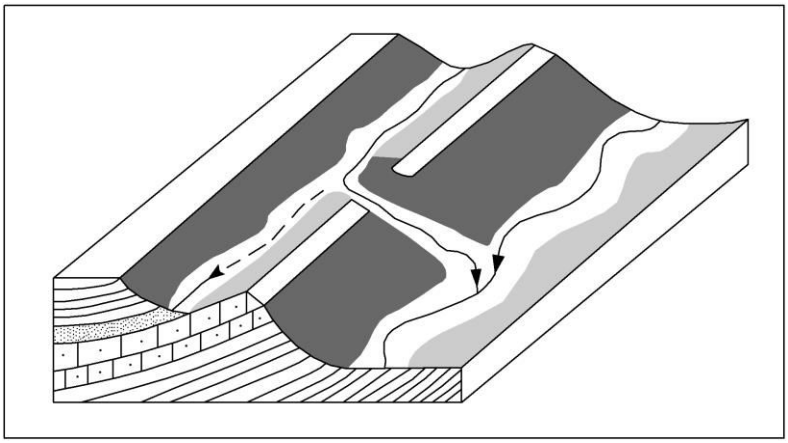


Fig. 6. 107. Captare laterală (Posea et al., 1976, p. 238)

- *captările frontale* sunt cele formate prin interacțiunea râurilor ce curg în direcții opuse, zona de izvoare. Captarea este datorată eroziunii regresive, care este mai activă la râul cu nivel de bază mai coborât (fig. 6. 108); de exemplu râul Timiș din Depresiunea Brașov avansează în detrimentul bazinului Prahovei aflat la o altitudine mult mai mare în pasul Predeal;

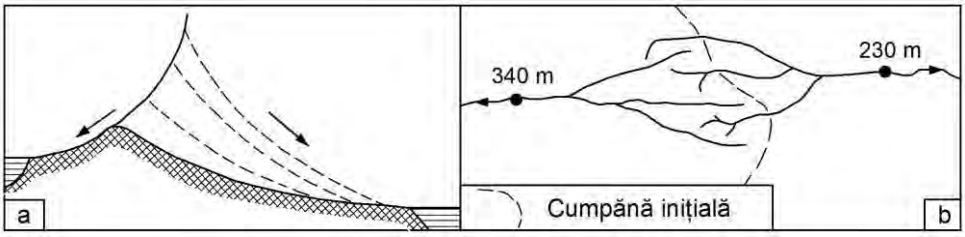


Fig. 6. 108. Captare frontală; a – poziția cumpenei de apă, b – configurația în plan (Posea et al., 1976, p. 240)

- *captarea prin deversare*, nu este una în adevăratul sens al cuvântului, ci este vorba de ieșirea unui râu din albia sa și dirijarea către o albie vecină mai joasă (Posea et al., 1976). Cauza formării nu este eroziunea regresivă, ci aluvionarea maximă a propriei albii, proces care conduce la înălțarea lentă a patului aluvial, care determină în cele din urmă deversarea apei peste maluri și căutarea unui loc mai jos spre care

să se scurgă (fig. 6. 109). Ele sunt specifice râurilor mari, care transportă multe aluviuni, prin teritorii piemontane şi de câmpie.

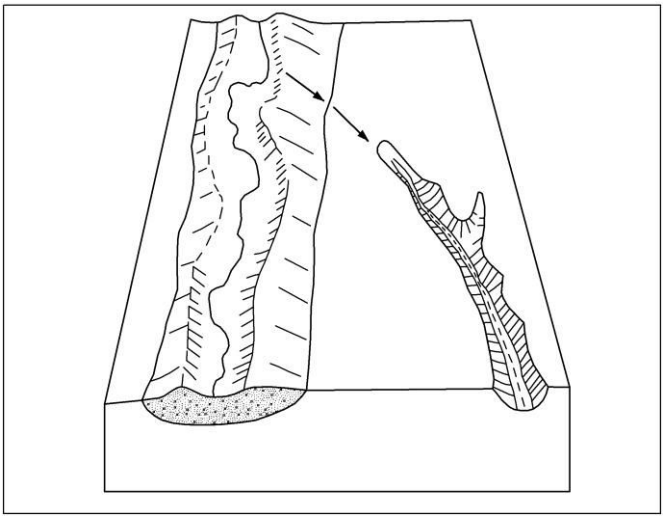


Fig. 6. 109. Deversare posibilă (Posea et al., 1976, p. 241)

Captarea are loc de obicei în timpul viiturilor, când depunerea bruscă a unei cantităţi mari de aluviuni, pe o un sector restrâns de albie, barează cursul râului, obligându-l să iasă din albie (Posea et al., 1976). Autorii citaţi menţionează că, în cazul deversărilor captatorul este fără excepţie un râu mic, puţin viguros, cu izvoarele în teritoriul piemontan sau de câmpie; astfel de râuri, neavând prea multe aluviuni, îşi consumă energia disponibilă pentru sculptarea unei albii mici, puţin adâncită, care altitudinal se află mai jos decât relieful din jur; râul în cauză nu exercită nici un fel de acţiune asupra râului vecin, din contră, acesta din urmă îşi revarsă apele peste el, ocupându-i şi lărgindu-i albia.

***

Concluzii relief fluvial. Relieful unei mari părţi din uscatul Terrei este rezultatul modelării fluviale. Morfologia de detaliu a acestor teritorii depinde de modul în care se îmbină în fiecare moment următoarele elemente: dispunerea unităţilor morfotectonice, a structurii şi litologiei, tipul mişcărilor tectonice, tipul climatului şi al vegetaţiei (Posea et al., 1976).

Cu toate acestea, sub aspect schematic evoluţia reliefului fluvial poate fi prezentată etapizat. Pe un uscat proaspăt exondat se poate instala o reţea de văi, care va urmării la modul general înclinarea topografică primară (Posea et al., 1976). Ulterior, pe măsură ce teritoriul continuă să se înalţe, văile încep să se adâncească şi să se ramifice prin intermediul afluenţilor. Aceştia din urmă se vor adapta la structură

valorificând contactele dintre straturi, orizonturile mai friabile de roci, faliile etc. Unii dintre ei se vor dezvolta viguros şi vor capta afluenţi ai râurilor vecine, mărindu-şi suprafaţa bazinului hidrografic. Pe măsură ce râurile se adâncesc şi văile de dezvoltă, versanţii acestora devin mai înalţi, iar reţeaua hidrografică formată din afluenţi se multiplică valorificând suprafaţa lor. Mai departe, când văile ating profilul de echilibru se lărgesc şi au versanţi tot mai puţin înclinaţi şi mai coborâţi altitudinal. În aceste condiţii, datorită reducerii pantelor medii numărul afluenţilor începe să scadă şi să aibă un regim de curgere temporar (o parte din apa care provine din precipitaţii se infiltrează în depozitele de versant). Tendinţa este aceea de lărgire tot mai mult a văilor în detrimentul versanţilor şi al interfluviilor din care se mai păstrează doar martori erozivo-structurali.

Nu trebuie uitat că, în orice fază evolutivă pot intervenii mişcări tectonice semnificative, care să determine noi adânciri ale reţelei hidrografice şi o dată cu acesta dezvoltarea ascendentă a versanţilor, cu toate consecinţele de rigoare, referitoare la evoluţia fluvială a unui teritoriu.

Indiferent de etapele care se vor succeda, după o îndelungă modelare fluvială a unui teritoriu se ajunge la o alternanţă de culoare de vale şi interfluvii, mai mult sau mai puţin rotunjite.

6.3. RELIEFUL LITORAL

Şi de acesta dată, componentul mediului care interacţionează cu substratul, pentru a genera forme de relief distincte, este apa în stare lichidă. Dacă în domeniul fluvial ea era direcţionată de gravitaţia terestră, cea care o conducea spre locurile mai joase, în cadrul domeniului litoral, factorii care pun în mişcare apele din mări şi oceane sunt cu totul alţii: vânturile, diferenţele de temperatură, de salinitate şi de turbiditate, mişcările plăcilor litosferice, atracţia exercitată de unele corpuri cereşti.

Apa mării devine astfel un mediu extrem de mobil, iar dinamica ei exercitată sub diverse forme, are o acţiune directă sau indirectă, atât asupra sectoarelor de substrat pe care le acoperă permanent, cât şi asupra celor pe care se extinde temporar (Ielenicz, 2005).

Domeniul litoral. În cadrul domeniului litoral de modelare a reliefului, apa oceanelor, mărilor şi lacurilor, pusă în mişcare de către dinamica atmosferei, de mişcările de compensaţie fizică şi de forţele de atracţie gravitaţionale, devine un agent modelator, care prin procesele şi mecanismele ce îl însoţesc, generează forme de relief specifice – relieful litoral.

Linia de separaţie între uscat şi apă este denumită linia ţărmului, iar spaţiul de interacţiune între cele două medii ţărm sau litoral. Suprafaţa mărilor şi oceanelor Terrei este de 362.330.000 km^2, ceea ce reprezintă 71% din întinderea acesteia (Posea et al., 1976). Apele maritime intră în contact cu uscatul continental sau insular

de-a lungul liniei de țărm, care datorită configurației sinuoase ajunge la lungimea de peste 261.700 km (Ielenicz, 2005), din care 108.300 aparțin mărilor ce pătrund în interiorul continentelor (Coteț, 1971).

Domeniul litoral corespunde unei poziții temporare a liniei țărmului, de la care se extinde spre larg până unde se resimt mișcările ondulatorii ale valurilor, iar către uscat până unde acționează direct sau indirect marea actuală (Grecu și Palmentola, 2003).

Fâșia de la contactul mării cu uscatul, pe care se resimte dinamica apelor litorale, și în urma căreia rezultă un relief specific reprezintă domeniul litoral propriu-zis (Ielenicz, 2005). La acesta se atașează fâșii de uscat mai înalte, unde chiar dacă dinamica apei mării nu se face simțită, există forme de relief litoral perfectate în etape anterioare, la alte niveluri ale apei; această fâșie externă a domeniului litoral are rolul de a face trecerea spre interiorul continentului. Toate aceste fâșii alcătuiesc domeniul litoral, care se întinde spre interior până la -10 -15 m, sub poziția liniei de țărm (Ielenicz, 2005). Înseamnă că domeniul litoral cuprinde atât fâșia cu ape puțin adânci, în cadrul căreia prin intermediul valurilor sunt transportate sedimentele, cât și fâșia de uscat care include falezele, plajele, cordoanele litorale, forme afectate în mod direct sau indirect de acțiunea valurilor, mareelor și curenților (Rădoane et al., 2001).

Lățimea domeniului litoral este influențată în principal de către înclinarea terenului. De exemplu, la un țărm stâncos cu înălțime mare, el este îngust, comparativ cu un țărm puțin înclinat, alcătuit din roci cu o valoare scăzută a durității (Ielenicz, 2005).

Cu trecerea timpului domeniul litoral poate suferii modificări, dovadă sunt pe de o parte formele de relief rămase la mare distanță de actuala linie a țărmului, datorită mișcărilor de ridicare a plăcilor tectonice, iar pe de alta formele de relief invadate de apele mării, în cazul mișcărilor de coborâre.

Apă mărilor și oceanelor ca agent geomorfologic. Apele mărilor și oceanelor acționează asupra țărmurilor atât pe verticală cât și pe orizontală. Tendința este de atenuare a diferențelor de nivel existente în cadrul țărmurilor, prin coborârea celor înalte și îndreptarea celor festonate, pentru a se ajunge la un echilibru între eroziune, transport și acumulare. Prin intervenția mișcărilor tectonice și schimbarea condițiilor locale din domeniul litoral, tendința de atingere a echilibrului este mereu perturbată, lucru vizibil în schimbarea poziției altimetrice a țărmurilor. În aceste condiții, interacțiunea dintre factorul exogen (apa mărilor și oceanelor) și endogen (mișcările scoarței) este continuă în timp și spațiu (Mac, 1976).

Eficiența acestui agent crește atunci când apa este încărcată cu elemente solide, de tipul nisipului, pietrișului, resturilor de plante și animale etc., iar factorii care îi transmit energia au frecvență și durată mare (Mac, 1976).

În lipsa unor factori care să o pună în mișcare, apa mărilor și a oceanelor nu își poate exercita funcția de agent geomorfologic, ea fiind un component static, în raport cu scoarța terestră, contribuind doar la umezirea ei.

Dar lucrurile nu stau așa, deoarece apa mărilor și oceanelor este într-o permanentă interacțiune cu ceilalți componenți ai mediului, în special cu atmosfera, cea care prin dinamica sa pune în mișcare apele mărilor și oceanelor și în același timp prin proprietățile sale termice le încălzește inegal, determinând formarea curenților. La acestea se adaugă atracția exercitată asupra învelișului de apă al Terrei de către corpurile cerești din apropiere (Luna și Soarele), în urmă cărora se formează mareele. Tot în acest context trebuie amintită și dinamica plăcilor litosferice, cea în urma căreia se formează seisme, ce contribuie la dinamica apelor oceanice.

În consecință, formele pe care le îmbracă dinamica apelor litorale sunt variate: valuri, curenți maritimi, maree, valuri de tip tsunami etc.

Valurile sunt rezultatul interacțiunii maselor de aer în mișcare cu apa mărilor și oceanelor.

Valurile active pe durata de bătaie a vântului, se formează în primul rând prin forța de împingere directă executată de masa de aer în mișcare asupra micilor încrețituri de la suprafața apei, pe care le deplasează la fel ca pe orice obiect plutitor; în al doilea rând ele se formează prin forța de antrenarea vântului, ce mătură suprafața apei a mișcări ondulatorii produsă de forța de împingere (Mac, 1986).

Sunt situații în care valurile de vânt ating viteze mult mai mari decât cele ale vânturilor care le-au generat și le întreține, lucru explicat prin acțiunea forței de antrenare a aerului asupra mișcării ondulatorii a masei de apă pe care o accelerează (Rădoane et al., 2001).

Valurile de vânt se caracterizează prin cvasiperiodicitate și legătură strânsă între elementele sale dimensionale și viteza, durata vântului, precum și suprafața pe care el se manifestă sau fetch-ul.

Din valurile de vânt, prin deplasarea lor din locul de formare spre zone de calm sau cu vânturi slabe, se formează hula.

Valurile din largul mării se manifestă sub forma unor mișcări ondulatorii, în care particulele de apă se deplasează pe o orbită circulară în plan vertical (fig. 6. 110), astfel încât ele se întorc aproape de locul din care au pornit (Mac, 1986). Spre deosebire de acestea, la valurile formate în ape puțin adânci sau când ele ajung în apropierea țărmului, particulele se deplasează progresiv, cu aproximativ aceeași viteză, spre direcția în care se deplasează valul. Din acest motiv ele sunt denumite valuri de translație, valuri care în apropierea coastelor se sparg de țărm.

Cu toate că valurile se desfășoară pe întreaga suprafață a oceanului, ele devin eficace în apropierea țărmurilor, unde pe fondul scăderii adâncimii apei, suferă transformări semnificative: viteza scade, lungimea valului devine tot mai mică, crestele se apropie între ele, iar înălțimea și panta lor cresc. Pe măsură ce talpa valului suferă o frecare cu substratul, partea superioară (coama sau vârful valului) se răstoarnă spre țărm, formând brizanții sau valurile de resacă (fig. 6. 111).

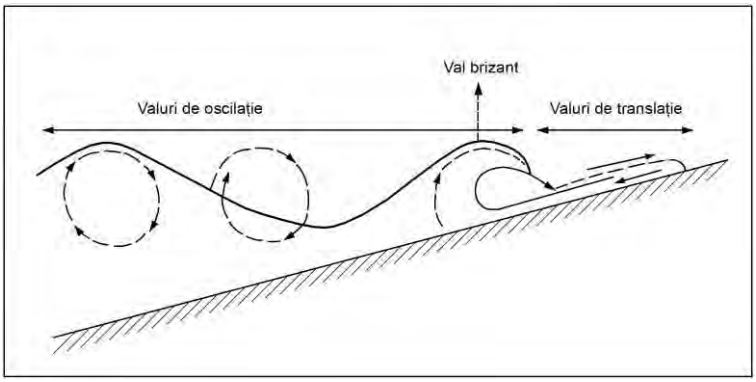


Fig. 6. 110. Trecerea de la valurile de oscilație la cele de translație cu formarea brizanților la contactul cu țărmul (Mac, 1986, p. 151)

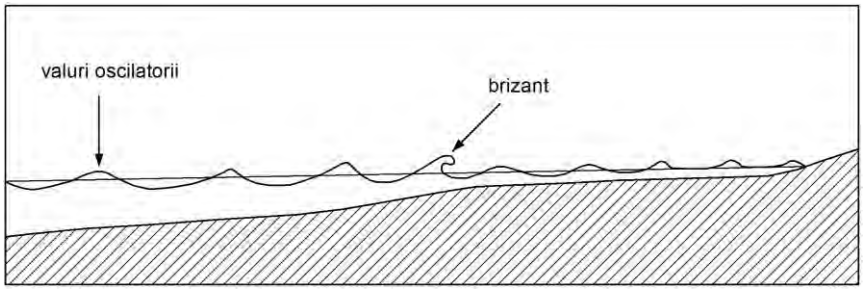


Fig. 6. 111. Propagarea valurilor la țărm (Mac, 1976, p. 251)

Spargerea valului de resacă la țărm, determină inundarea lui cu un jet de apă. Acesta transportă spre uscat nisip şi pietriş din mare. După epuizarea valului de resacă apa se retrage către larg spălând țărmul printr-un curent invers, denumit şi contracurent de spălare, care transportă spre larg materialele erodate. Toate aceste procese antrenează materialele mobile din locul de spargere a valurilor într-un travaliu continuu şi contradictoriu, prin intermediul jetului de resacă şi al curentului contradictoriu de spălare (Mac, 1976).

Căderea crestelor de val în direcția deplasării, atunci când valul întâlneşte un obstacol, se numeşte **deferlare**. Ea este de trei feluri: continuă, localizată şi sub formă de boră (Spătaru, 1965, citat de Mac, 1986).

Deferlarea continuă are loc când valul îşi păstrează aceeaşi alură a profilului. În acest caz disiparea energiei are loc în lungul propagării valului, ceea de determină scăderea continuă a înălțimii lui. Deferlarea continuă se poate observa pe plajele cu pantă submersă redusă.

Deferlarea localizată se caracterizează printr-o deformare puternică a profilului valului, la care se adaugă şi o mai mare pierdere a stabilității crestei comparativ cu restul undei. Pe fondul unei viteze crescute la nivelul crestei, aceasta se va răsturna sub forma unei

lame deversate peste masa de apă din față; fenomenul este însoțit de o puternică disipare a energiei și de antrenarea în suspensie a materialului aluvionar (Mac, 1986). Autorul citat menționează că pe linia de deferlare, cu toată agitația care are loc, nu predomină eroziunea, dimpotrivă, de multe ori se dezvoltă un prag mai mare de aluviuni sortate.

Deferlarea sub formă de boră se manifestă când nu doar creasta, ci întregul front al valului, se răstoarnă, transformându-se în undă de translație.

Răsturnarea valurilor la țărm este cu atât mai mare cu cât adâncimea apei devine mai redusă pe o distanță mai scurtă. Se ajunge în aceste condiții ca promontoriile să fie supuse unei modelări mai intense, comparativ cu golfurile, unde energia valurilor se disipează pe un sector mai lung de țărm, al cărui adâncime scade treptat. Doar prin prezența unor astfel de diferențe linia țărmului poate fi îndreptată, în tendința de atingere a echilibrului dintre eroziune, transport și acumulare.

Diferențele de adâncime a apei la țărm conduc la mișcări inegale ale valurilor, aspect ce determină fenomenul de **refractare**. El are loc în sectoarele ridicate, cu ape puțin adânci, care favorizează răsturnarea valurilor și ruperea frontului acestora, care devine aproximativ paralel cu țărmul (fig. 6. 112). După ce inițial în larg valurile sunt paralele, pe măsură ce se apropie de uscat se observă o reducere a vitezei și întârzierea lor la țărm, îndeosebi în locurile unde apele sunt mai puțin adânci, așa cum se întâmplă în fața promontoriilor, comparativ cu golfurile unde întârzierea nu s-a produs încă (Rădoane et al., 2001). De asemenea, în dreptul promontoriilor înălțimea valurilor crește, energia lor consumându-se pe un sector scurt, pentru ca în golfuri înălțimea valurilor să scadă, iar energia de deferlare să se distribuie pe un sector mai vast din țărm (Rădoane et al., 2001). Astfel, eficacitatea valurilor care deferlează devine maximă la promontorii, în timp ce în golfuri este mult mai scăzută, contribuind din plin la îndreptarea liniei țărmului (Strahler și Strahler, 1992).

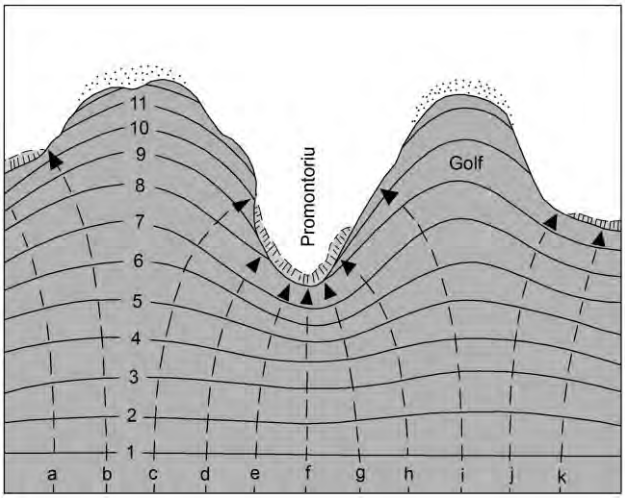


Fig. 6. 112. Refractarea valurilor în dreptul unui țărm cu golfuri determină concentrarea energiei valurilor asupra promontoriilor (Strahler, 1973, p. 482)

În același timp, configurația țărmului determină și ea modificări în traiectoria valurilor, care se manifestă sub forma **difracției** (fig. 6. 113).

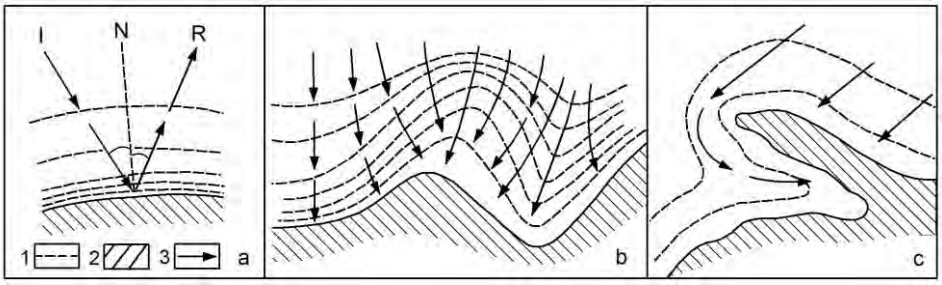


Fig. 6. 113. Reflexia (a), refracția (b) și difracția (c) valurilor în funcție de configurația țărmului și adâncime; 1 – izobate, 2 – uscat, 3 – direcția hulei, I – incidența, N – normala, R – reflectata (Posea et al., 1976, p. 459)

După cum se observă și în fig. 6. 114) valurile devin convergente în sectoarele ridicate ale fundului maritim (promontorii, creste, bancuri submerse) și divergente deasupra locurilor mai adânci (golfuri, gropi locale), unde valurile se împrăștie (Mac, 1986).

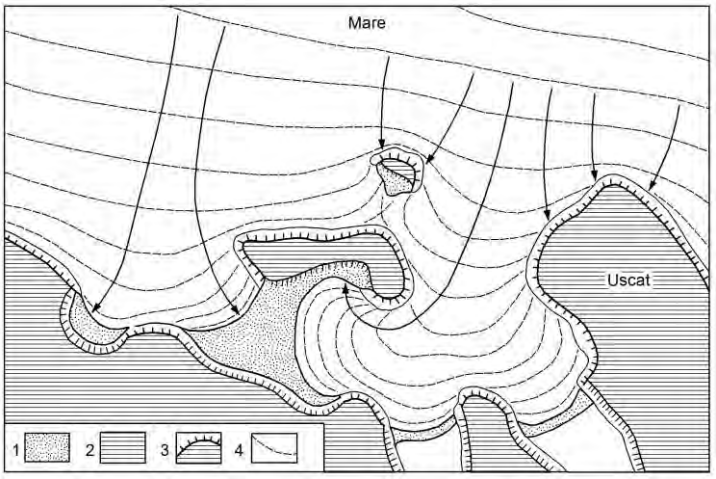


Fig. 6. 114. Concentrarea și disiparea energiei la țărm prin refracție și difracție; 1 – acumulări marine, 2 – uscatul, 3 – sectoare de abraziune, 4 – izobatele apelor marine, săgețile indică direcțiile valurilor (Mac, 1986, p. 158)

Datorită vânturilor puternice și a valurilor asociate, în apropierea țărmului nivelul apei crește. Surplusul de apă tinde să se reverse, într-o direcție deviată față de cea spre care bate vântul, sub forma unui **curent litoral**, pentru a echilibra suprafața apei (Mac, 1976) (fig. 6. 115).

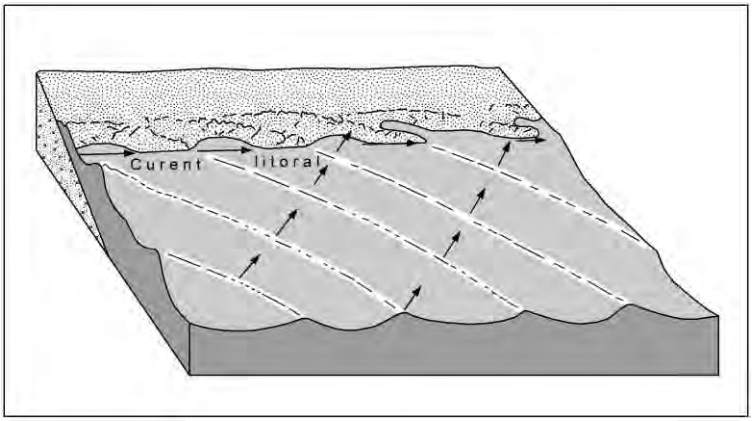


Fig. 6. 115. Formarea curentului de-a lungul litoralului (Grecu și Palmentola, 2003, p. 362)

Sunt și situații când fronturile valurilor intersectează linia țărmului sub un anumit unghi, fapt care determină ca jetul de resacă să se deplaseze oblic față de linia țărmului, deplasându-se lateral sub forma **derivei de plajă** (fig. 6. 116).

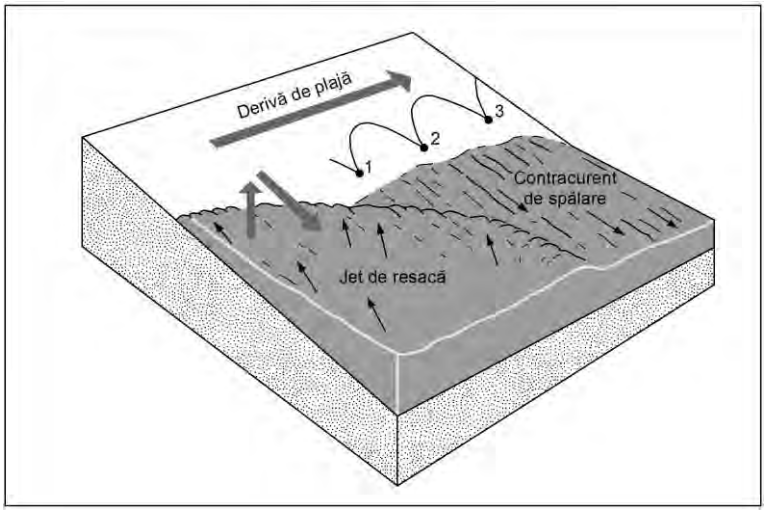


Fig. 6. 116. Formarea derivei de plajă (Strahler, 1973, p. 480)

Elementele valurilor sunt următoarele (Mac, 1986, Rădoane et al., 2001) (fig. 6. 117):

- ***creasta valului*** reprezintă partea valului care iese peste suprafața plană echivalentă nivelului liniștit al mării;
- ***vârful valului*** sau ***coama*** se referă la partea ce mai înaltă a crestei;
- ***flancurile*** sunt cele două suprafețe înclinate care îl delimitează lateral;

- ***baza*** sau ***talpa valului*** se referă la partea coborâtă, situată mai jos decât nivelul liniştit al mării;

- ***golul*** sau ***depresiunea valului*** reprezintă spaţiul mai coborât dintre două creste;

- ***frontul valului*** este linia paralelă a crestelor, cea care indică orientarea lor; normala dusă pe front arată direcţia de propagare a valurilor;

- ***înălţimea valului*** este distanţa măsurată pe verticală între creasta valului şi golul său;

- ***panta valului*** se măsoară între vârf sau coamă şi sectorul cel mai coborât al depresiunii valului;

- ***lungimea valului*** se măsoară pe orizontală între două creste sau două goluri succesive;

- ***lungimea de undă*** reprezintă distanţă măsurată pe orizontală între două creste sau între două depresiuni sau goluri succesive ale valurilor;

- ***perioada valului*** se referă la timpul necesar ca două creste succesive de val să treacă prin punctul de observaţie;

- ***viteza de propagare*** este raportul dintre lungimea valului şi perioada lui.

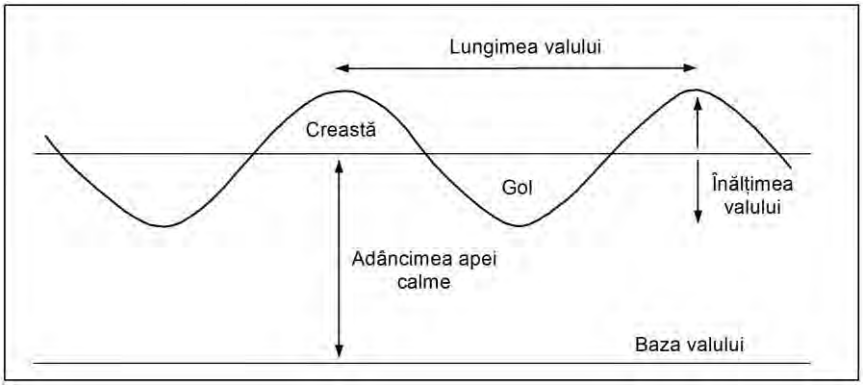


Fig. 6. 117. Elementele valurilor (Summerfield, 1991, citat de Rădoane et al., 2001, p. 278)

Mareele sunt mişcări de ridicare şi de coborâre a apelor oceanice, în apropierea ţărmurilor, sub efectul forţei de atracţie exercitate de către Soare şi Lună; propagarea mareelor pe suprafaţa Oceanului Planetar este influenţată de inerţia apelor oceanice, de configuraţia bazinului şi fundului oceanic, condiţiile meteorologice etc. (Rădoane et al., 2001).

În larg mareele se manifestă doar prin mişcarea apelor pe verticală, spre deosebire de litoral, unde valurile mareice au şi o mişcare pe orizontală.

În domeniul litoral curenţii de maree înaintează spre golfuri şi gurile de vărsare ale râurilor, determinând fenomenul de flux şi reflux. Viteza curentului de flux creşte atât timp cât apa se ridică către nivelul mareei, după care continuă să curgă, deşi cu o viteză în scădere, încă 1 – 3 ore, după momentul mareei înalte (Mac,

1986). La reflux are loc retragerea apelor din golfuri şi de la gurile de vărsare a râurilor. Staţionarea mareei are loc în momentul în care curentul de maree încetează la limita dintre flux şi reflux sau invers.

Propagarea valului de flux pe gurile râurilor este parţial frânată de curentul de curgere al apei fluviale, iar cel de reflux este amplificat de acelaşi curent. Din acest motiv aluviunile, de la gurile de vărsare ale râurilor, sunt duse relativ uşor departe în larg. Sunt şi situaţii când la gurile de vărsare a unor râuri, valul mareic al fluxului pătrunde spre sectorul mijlociu al acestora, schimbând direcţia de curgere a apelor, fenomen cunoscu sub denumirea de pororoca pe Amazon.

Cu toate că în mod obişnuit oscilaţiile nivelului mării şi al oceanelor nu depăşesc 2 m, configuraţia locală a litoralului favorizează amplitudini mult mai mari. De exemplu, amplitudinea maximă se înregistrează în Golful Fundy, de pe ţărmul estic al Americii de Nord, acolo unde se ating valori de 19,6 m. Amplitudini ridicate se înregistrează şi în Golful Mezen (12 m), Golful Arabiei (13 m), Strâmtoarea Magelan (18 m) (Posea et al., 1976). Amplitudini de 10 – 12 m se remarcă în Golful Californiei, ţărmului vestic al Americii de Sud, în estul Asiei etc.

Sunt şi situaţii când în golfuri mareea înaltă poate ajunge decalat, comparativ cu creşterea nivelului apei în largul oceanului. În acest caz fluxul se transformă într-un curent hidraulic puternic care străbate braţul de mare dinspre ocean spre golf; la mareea joasă fenomenul se desfăşoară invers (Mac, 1986). Autorul citat menţionează că, în aceste condiţii curenţii de maree pot atinge viteze de la 2,5 până la 6 m/s şi chiar 10 m/s, dacă forma golfului favorizează şi mai mult fenomenul.

După ritmul în care se produc într-un anumit interval, se deosebesc trei tipuri de maree (Rădoane et al., 2001): diurne, semidiurne şi mixte.

Mareele diurne se caracterizează printr-o singură ridicare şi coborâre a apelor în 24 de ore. Ele sunt datorate atracţiei exercitate de Soare şi se formează îndeosebi pe coastele vestice ale oceanului Pacific, ale Antarcticii, Mării Caraibilor, Golfului Mexic etc.

Mareele semidiurne au două fluxuri şi două refluxuri zilnice sau mai corect spus în 24 h şi 50 min. Sunt cauzate de atracţia gravitaţională exercitată de Lună. Sunt specifice coastelor Oceanului Atlantic şi Indian, pe ţărmurile Golfului Alaska, ale Australiei de Est, a Noii Zeelande etc.; în aceste locuri amplitudinea mareelor ajunge la 10 – 12 m.

Mareele mixte se întâlnesc pe coastele Oceanului Pacific, Mării Caraibilor, Mării Baffin, Mării Arabiei, Golfului Persic, Golfului Botnic, Golful Guineea etc.; mareele mixte se caracterizează prin două fluxuri şi două refluxuri în 24 de ore, doar că mărimea acestora este inegală, (Rădoane et al., 2001), în funcţie de cum are loc suprapunerea mareelor generate de prezenţa Soarelui, cu cele datorate atracţiei exercitate de către Lună.

În situaţia în care Soarele şi Luna se află pe aceeaşi linie cu Pământul, au loc maree neobişnuit de mari, numite maree de sizigii; ele se produc odată la 14 zile, la

Lună nouă și la Lună plină (Rădoane et al., 2001). Contrar acestei situații, când Soarele și Luna sunt la cvadratură, în fazele primului și celui de-al treilea pătrar, forța Soarelui care generează maree tinde să o echilibreze pe cea a Lunii, determinând formarea mareelor de cvadratură, cu o amplitudine neobișnuit de mică (Rădoane et al., 2001).

Fâșia de litoral inundată de flux, se împarte în două sectoare (Mac, 1986): sectorul superior (inundat destul de rar, doar la flux maxim) și sectorul inferior (cel care inundat și zvântat zilnic). Sectorul superior formează câmpia de marșe. Pe sectorul inferior predomină acumulările maritime mâloase și nisipoase.

Efectul geomorfologic al mareelor asupra domeniului litoral, se traduce prin acumulări sub formă de bancuri submerse în timpul fluxului și eroziune la reflux. Practic la flux, materialul este transportat spre țărm, către golfuri și estuare, pentru ca la reflux el să fie dusă în larg.

Valurile de tip tsunami sunt valuri de translație, de dimensiuni superioare celor obișnuite. Ele sunt generate de către mișcările plăcilor tectonice, seisme, erupții vulcanice submarine, alunecări, prăbușirea unor masive de gheață etc. Efectele disipării energiei lor asupra țărmurilor sunt pe măsura dimensiunilor și a frecvenței.

Ele se manifestă sub forma unui val puternic, mai rar două sau trei, care se extind de la hipocentrul cutremurului către suprafața apei, pentru a se propaga apoi circular în masa de apă a oceanului (similar valurilor făcute de o piatră care cade pe suprafața unei ape liniștite), cu viteze cuprinse între 600 – 800 km/h (Rădoane et al., 2001).

Cu toate că în largul oceanului abia depășesc 1 m, atunci când ajung în domeniul litoral, unde adâncimea apei este redusă, valul de tip tsunami determină o creștere neobișnuită a nivelului apei, adesea până la 15 m și uneori chiar 30 m, inundând terenurilor joase și uneori pe cele înalte, când se suprapun cu valurile de vânt (Rădoane et al., 2001). Cele mai multe valuri de acest tip se produc în oceanele Pacific și Indian.

Curenții maritimi se caracterizează printr-o mișcare de înaintare continuă și progresivă a apei, uneori pe distanțe de ordinul miilor de kilometri. Ei sunt pe de o parte rezultatul vânturilor regulate, iar pe de alta diferențelor de temperatură, salinitate și turbiditate. Importanța lor pentru morfologia domeniului litoral se reduce la fâșiile în care traseele lor se apropie de linia țărmului (Rădoane et al., 2001).

Curenții litorali se formează sub influența vânturilor regulate, dar sub efectul rotației Terrei se abat către marginea continentelor, sub forma unei derive de coastă.

Curenții de descărcare se manifestă în strâmtorile unde există diferențe de nivel între bazinele marine pe care acestea le separă, așa cum este între Marea Baltică și Marea Nordului, între Marea Neagră, Marea Marmara, Marea Egee, Marea Mediterană și Oceanul Atlantic; acțiunea lor se transmite atât prin procese mecanice, cât și prin antrenarea de materiale organice și minerale (Ielenicz, 2005).

Curenții de turbiditate reprezintă deplasări rapide ale apei încărcată cu multe sedimente. Sunt provocați de cutremure sau de supraîncărcarea povârnișurilor litorale cu aluviuni provenite de pe continente.

Acțiunea curenților în domeniul litoral este una complexă, deoarece ei preiau o parte din aluviunile aduse de râuri, pe care le transportă uneori paralel cu țărmul pe distanțe semnificative; în momentul în care le depun contribuie la dezvoltarea de cordoane litorale; când viteza lor este mare exercită o intensă acțiune de preluare a materialelor de pe plajele submerse, pe care le depune apoi la distanțe variate în funcție de dimensiuni (Ielenicz, 2005).

Alături de dinamica apelor, în domeniul litoral mai acționează asociat procesele chimice, fizice (vânt, îngheț-dezgheț etc.), biologice şi antropice.

Apa mării, prin formele sale specifice de mișcare (valuri, maree, curenți), reprezintă agentul principal al morfodinamicii litorale; ea efectuează o triplă acțiune prin intermediul proceselor de eroziune, transport şi acumulare.

6.3.1. Procesele geomorfologice din domeniul litoral

Morfodinamica litorală se desfășoară pe fondul schimbului energetic ce are loc în urma interacțiunii a trei componente ale mediului: substratul, apa şi atmosfera. Majoritatea valurilor fiind răspunsul întinderilor de apă la acțiunea vântului, reprezintă rezultatul transferării energiei cinetice de la atmosferă la hidrosferă, cu o evidentă consumare a surplusului acesteia în locurile de spargere a valurilor (Mac, 1986).

Dintre procesele geomorfologice specifice domeniului litoral, generatoare de forme de relief se remarcă abraziunea (eroziunea litorală), transportul şi acumularea.

6.3.1.1. Abraziunea

Procesul de eroziune în cadrul domeniului litoral este cunoscut sub denumirea de abraziune. Ea se realizează prin mecanisme principale legate direct de dinamica apei (coraziunea marină, corosiunea, şocul mecanic produs de izbirea valurilor, fărâmițarea materialelor, spălarea materialelor), la care se adaugă procese şi mecanisme secundare, ce țin de dinamica celorlalți componenți ai mediului (meteorizația rocilor din componența țărmurilor, pluviodenudare şi eroziune prin formațiuni de modelare torențială, deplasări în masă, deflația şi coraziunea eoliană, procese datorate prezenței plantelor, animalelor şi a omului). Procesele şi mecanismele secundare se manifestă pe suprafețele emerse ale domeniului litoral (faleze, platforme de abraziune, terase litorale, plaje, cordoane litorale etc.), contribuind în manieră proprie la evoluția țărmurilor.

În domeniul litoral, valurile constituie principala formă de dinamică a apelor, prin intermediul căreia ele erodează. Rezultatul acțiunii valurilor diferă în funcție de caracteristicile şi energia lor, de natura rocilor asupra cărora acționează şi de configurația țărmului. Intensitatea procesului de abraziune se află în relație directă cu adâncimea apei la țărm. De exemplu, în cazul în care falezele sunt situate în ape adânci, valurile nu au posibilitatea să deferleze, fiind reflectate cu o pierdere minimă

de energie, situație în care lucrul mecanic (geomorfologic) poate fi considerat aproape neglijabil (Rădoane et al., 2001). Dimpotrivă, acolo unde apa la țărm are adâncime redusă, valurile deferlează formând brizanți care lovesc cu putere faleza.

Coraziunea, denumită și abraziune propriu-zisă, este acțiunea apei încărcată cu nisip și pietriș asupra țărmurilor. Materialele în suspensie din apa mărilor sunt folosite de către valuri pe post de abrazivi pentru modelarea substratului. În urma acestei interacțiuni din țărm sunt dislocate noi particule, care vor ajunge și ele să fie folosite ca abrazivi.

Coraziunea marină este condiționată de o serie de factori, dintre care se remarcă următorii (Mac, 1976): rezistența rocilor din lungul coastelor, structura depozitelor, configurația coastelor, adâncimea apelor la țărm, abundența și dimensiunile materialelor abrazive, aporturile fluviale, stabilitatea nivelului maritim, intervenția omului etc.

Abraziunea devine foarte eficientă în timpul furtunilor mari din următoarele considerente (Mac, 1986): formarea unor valuri de vânt puternice, ridicarea nivelului apelor la țărm, creșterea masei apelor la țărm, încărcarea apei cu abrazivi etc.

În cadrul abraziunii se manifestă mecanismul de cavitație, cel care contribuie la subminarea falezelor și a bazei promontoriilor; cavitația apare acolo unde viteza de mișcare a apei atinge valori maximale critice, așa cum se întâmplă pe suprafețele fine ale rocilor sau în porțiunile corespondente nucleelor de vârtejuri (Mac, 1986). În urma ei se formează nișe de abraziune și surplombe (fig. 6. 118).

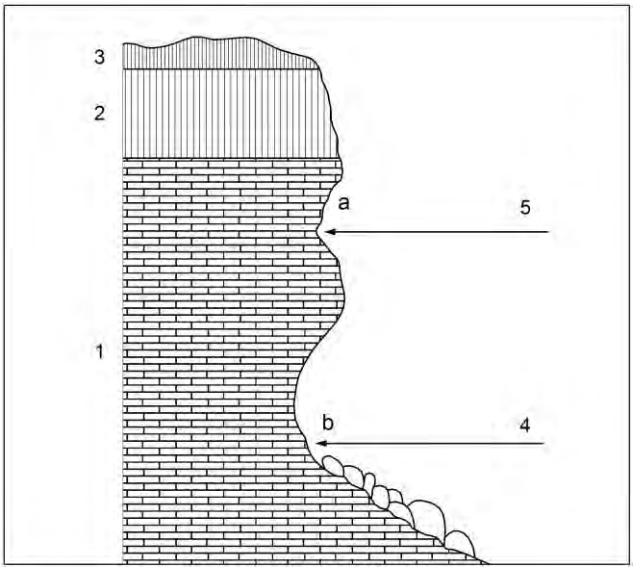


Fig. 6. 118. Procesul de cavitație, care generează firida (a) și surplomba (b); 1 – calcare, 2 – loess, 3 – sol, 4 – nivel minim al apei, 5 – nivel maxim al apei (Mac, 1986, p. 172)

Corosiunea este rezultatul contactului dintre apa mărilor și rocile din componența țărmurilor. Manifestarea ei duce inițial la înmuierea rocilor, iar apoi la slăbirea coeziunii dintre elementele constituente, prin acțiunea oxigenului și a altor

substanțe din apă, pentru ca în final să se ajungă la măcinarea substratului (Mac, 1976). Este un mecanism lent, dar continuu și cu efecte semnificative asupra rocilor sedimentare. Ea are mai mult rol de preparare a rocilor, pentru a fi mai ușor de dislocat, eficacitatea ei fiind mult influențată de climat.

Șocul mecanic se produce în momentul în care valurile se sparg la țărm izbindu-l cu putere, astfel încât sunt capabile să disloce stânci, să fragmenteze blocuri de dimensiuni mari și să mute dintr-un loc în altul cantități semnificative de materiale (Mac, 1976). Eficiența mecanismului devine maximă când țărmul este alcătuit din roci friabile și fisurate. Alături de izbirea propriu-zisă, se remarcă comprimarea bruscă a aerului și a apei. În momentul imediat următor are loc decomprimarea, ea fiind marcată de surpări, căderi libere, de apariția unor nișe și de lărgirea fisurilor și crăpăturilor.

Acțiunea mecanică a valurilor este mult mai eficace în sectoarele în care acumulările de materiale de la baza falezelor sunt reduse. Acumulările semnificative duc la disiparea energiei valurilor și prin urmare se diminuează forța de lovire asupra falezelor (Rădoane et al., 2001).

Fragmentarea materialelor reprezintă mărunțirea materialelor desprinse de către valuri, atât în timpul înaintării lor către țărm, cât și în faze de retragere a lor. Prin mărunțire ele sunt apoi mai ușor de transportat, contribuind indirect la abraziune (Mac, 1976).

Acțiunea hidraulică este realizată de masa de apă în mișcare, cea care transportă materialele dinspre platforma litorală către țărm sau dinspre acesta în larg. Îndepărtarea materialelor de pe plaje și platforme de abraziune, oferă condiții pentru extinderea acestora în detrimentul falezelor, care se vor retrage (Mac, 1976). În funcție de regimul acțiunii hidraulice vor fi depunerile și formarea deltelor, cordoanelor litorale și insulelor de acumulare.

În concluzie, eficiența abraziunii crește în condițiile în care apa beneficiază și de o încărcătură solidă (nisip, pietriș, resturi de plante și animale), iar agenții care îi transmit energia au frecvență și durată mare (Mac, 1976).

6.3.1.2. Transportul litoral

Transportul aluviunilor din domeniul litoral are loc o dată cu deplasarea apei dintr-un loc în altul. Aluviunile efectuează o mișcare oscilatorie, corelată cu mișcările ondulatorii ale valurilor. Deplasarea aluviunilor are loc atât longitudinal, cât și transversal, față de linia țărmului.

Deplasarea transversală a aluviunilor are loc atunci când fasciculele de apă în mișcare, formează un unghi drept cu direcția liniei țărmului (Mac, 1986).

Cea care influențează semnificativ direcția generală de deplasare a aluviunilor este panta. În situația țărmurilor cu valori mari ale pantei, aluviunile sunt direcționate spre baza secțiunii submerse, pentru ca la valori mai reduse ale pantei, aluviunile să

se deplaseze în general spre țărm și să formeze plaje line (Mac, 1986). În cazul în care țărmul este foarte puțin înclinat și alcătuit preponderent din materiale fine, mare parte din energia valurilor se disipează departe de linia țărmului, determinând formarea cordoanelor litorale.

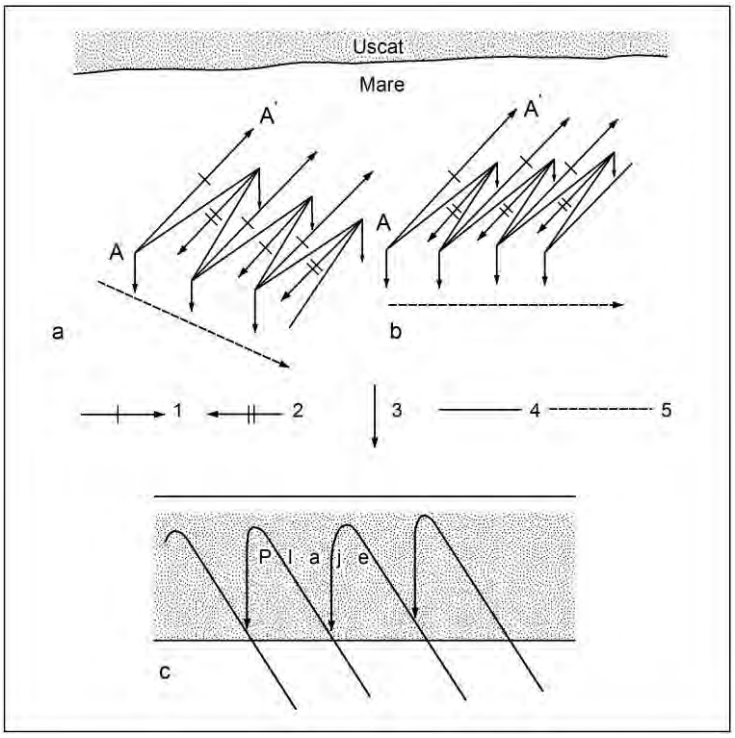


Fig. 6. 119. Schema deplasării longitudinale a aluviunilor; a – deplasare longitudinală în asociație cu transversală, b – deplasare longitudinală, c – deplasare longitudinală laterală de țărm, 1 – direcția impulsurilor de oscilație directă, 2 – direcția impulsurilor inverse, 3 – vectorii forței de greutate, 4 – traiectoria particulelor, 5 – direcția generală de deplasare a particulelor (Mac, 1986, p. 166)

Deplasarea transversală a aluviunilor și rolul acesteia în formarea plajelor a fost explicată de Cornaglia (1891, citat de Scheidegger, 1970), prin intermediul teoriei liniei neutre. Ea are la bază două premise: o pantă submersă cu înclinare omogenă și aluviuni de mărime și compoziție asemănătoare. Când are loc trecerea crestei valului, în straturile adânci se formează curenți de apă în direcția țărmului, pentru ca în momentul în care trece și talpa valului să se formeze curenți inverși. Ca urmare, aluviunile se deplasează spre țărm, iar apoi se întorc înapoi. În acest circuit intervine și forța de gravitație, care în cazul pantelor înclinate frânează mișcarea spre țărm și o amplifică pe cea spre larg. Toate acestea determină ca în cadrul unei oscilații complete, particulele să fie duse la o anumită distanță, mai

spre larg. Lucrurile stau cu totul altcumva în cazul apelor cu adâncime redusă, unde din cauza deformării valurilor, ele cresc în înălțime astfel încât influența lor contrabalansează forța de gravitație. În aceste condiții, particulele aluvionare după ce inițial se deplasează spre linia țărmului, revin la retragerea valului în locul inițial, unde se acumulează. Cum spre țărm adâncimea apei scade tot mai mult, aluviunile ajung să se deplaseze, la răsturnarea valului, pe un segment mai lung decât cel pe care se deplasează înapoi la retragerea valului. Astfel ele ajung să avanseze pe linia țărmului, unde are loc acumularea lor sub formă de plaje, bancuri, cordoane litorale etc.

Deplasarea longitudinală a aluviunilor. În procesul complex de acumulare a aluviunilor intervine și configurația țărmului, față de care valurilor sunt foarte rar paralele. Se ajunge ca unghiul de incidență al valului cu țărmul să se micșoreze treptat, astfel încât frontul valului se curbează și ajunge la țărm pe o direcție apropiată de cea a normalei, cu o deviație de 10 – 15^o (Mac, 1986). Din moment ce intervine și gravitația, direcția mișcării aluviunilor nu corespunde întocmai cu direcția mișcării valului, îndeosebi când are loc retragerea lui, astfel încât până ajung să fie acumulate, particulele efectuează o deplasare în zigzag (fig. 6. 119) de-a lungul liniei de țărm (Mac, 1986).

În situația în care litoralul este supus acțiunii curenților, aluviunile sunt transportate în general de-a lungul coastei, conform direcției vânturilor dominante (Mac, 1986).

Dacă până acum referirile s-au făcut mai mult asupra particulelor individuale de aluviuni, trebuie reținut că ele se deplasează în masă, sub forma unor curenți de aluviuni.

Curentul de aluviuni este determinat de starea medie a regimului hidrodinamic într-un timp mai îndelungat, ca rezultat al manifestării valurilor și curenților (Mac, 1986). Conform sursei citate, trăsăturile principale ale curentului aluvionar sunt: capacitatea (cantitatea maximă de aluviuni pe care curentul de apă o poate transporta de-a lungul unei porțiuni a litoralului, în unitatea de timp), grosimea (cantitatea de material ce trece printr-o anumită secțiune în unitatea de timp) și saturația (starea curentului la care capacitatea lui este egală cu densitatea; indicele de saturare este raportul dintre grosime și capacitate).

Așa se explică de ce relieful submers este influențat de saturație. Când ea se realizează integral, toată energia valurilor este consumată pentru transportul aluviunilor, iar în caz contrar o parte din aceasta se consumă pentru curățirea suprafeței submerse sau a falezei (Mac, 1986).

În cadrul domeniului litoral, la transportul aluviunilor, alături de valuri o contribuție însemnată o au mareele și curenții oceanici, cei care determină transportul în suspensie pe distanțe mari (Mac, 1986).

6.3.1.3. Acumularea litorală

Acumularea litorală este procesul în urma căruia, o parte din materialele desprinse şi transportate de către apele mărilor şi oceanelor se depun, generând forme de relief specifice. Acumularea lor are loc atunci când energia valurilor, mareelor şi curenţilor oceanici este insuficientă pentru a le mai transporta.

Originea materialelor ce intră în compoziţia formelor de acumulare litorală este foarte variată (Mac, 1986): unele sunt rezultatul proceselor de abraziune, altele sunt aduse prin intermediul râurilor şi torenţilor, erupţiilor vulcanice, vânturilor, gheţarilor; la acestea se adaugă cele preparate in situ datorită meteorizaţiei şi a proceselor de deplasare în masă specifice ţărmurilor înalte; de asemenea, cantităţi importante se formează prin activitatea vieţuitoarelor etc.

Aluviunile marine litorale sunt depozite care se formează în ape cu adâncime redusă. Ele se caracterizează printr-o mobilitate şi un diametru minimal, care le asigură trecerea lejeră în suspensie, unde pot rămâne timp îndelungat (Mac, 1986). Autorul citat precizează că, diametrul critic ar fi egal cu aproximativ 0,05 mm; dacă el este mai mic, materialele se menţin doar ca suspensii şi sunt transportate de curenţii litorali, care le vor duce departe în larg. La rândul lor, limitele superioare ale dimensiunii aluviunilor transportate sunt determinate doar de forţa valurilor, diametru fragmentelor de rocă putând depăşii, în unele cazuri, un metru.

În urma acumulării aluviunilor transportate de către apele din domeniul litoral rezultă o gamă variată de forme de relief, începând cu cele submerse şi continuând cu cele emerse, care tind să se ataşeze uscatului, în complexul proces de evoluţie a ţărmurilor.

6.3.2. Forme de relief din domeniul litoral

În cadrul domeniului litoral cu toate că geneza formelor de relief este rezultatul conlucrării dintre eroziune, transport şi acumulare, ele pot fi împărţite în două categorii: forme generate de abraziune şi forme rezultate în urma acumulării litorale.

6.3.2.1. Formele de abraziune

6.3.2.1.1. Faleza

Faleza este o formă de relief abruptă, prezentă de obicei la contactul dintre uscat şi mare, care are la partea inferioară o firidă şi o surplombă. Ea are aspect de perete a cărui înclinare variază de la 15^o până la 90^o; înălţimea este cuprinsă între câţiva metri şi câteva sute de metri. Elementele falezei sunt următoarele: muchea, taluzul şi firida (în funcţie de dimensiuni aceasta pot fi sub formă de surplombe sau nişe de abraziune) (fig. 6. 120). Firide bine dezvoltate sunt specifice falezelor din

zona intertropicală, unde la dezvoltarea lor contribuie și procesele de meteorizație (Rădoane et al., 2001). Autorii citați precizează că, în zona extratropicală slaba dezvoltare a firidelor este pusă pe seama ecartului mare de înălțime al mareelor, situație în care atacul valurilor nu se concentrează pe o suprafață restrânsă.

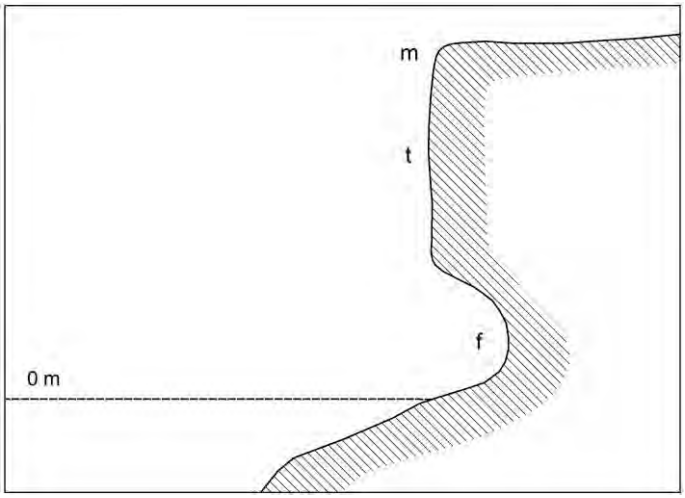


Fig. 6. 120. Faleza și elementele sale; m – muchea, t – taluzul, f – firida, 0 m – nivelul mării (Mac, 1976, p. 260)

Firida de la partea inferioară este rezultatul acțiunii valurilor, care prin șoc mecanic și abraziune creează goluri. La partea superioară a acesteia peretele falezei rămâne suspendat. În urma repetării acțiunii valurilor puternice, care însoțesc furtunile, partea suspendată se despică, se surpă și se depune pentru puțin timp la baza falezei, sub forma unui grohotiș maritim. De aici, pe măsură ce sunt fragmentate și mărunțite de valuri, sunt preluate de către contracurenți și duse în larg, astfel încât, baza falezei rămâne din nou liberă și deschisă noilor acțiuni ale valurilor (Mac, 1976).

Retragerea falezei, și în consecință dezvoltarea platformei de abraziune, se realizează corelat și ritmic, prin repetarea formării de firide și surparea abrupturilor de la partea superioară a lor. Pe măsura împingerii falezei în domeniul uscatului continental, crește lungimea suprafeței de abraziune, iar valurile se sparg, cu timpul, la o distanță tot mai mare de firidă (Mac, 1976). În aceste condiții abraziunea se diminuează și faleza devine stabilă.

Extinderea considerabilă a unor platforme de abraziune este pusă pe seama retragerii falezelor. Acest lucru este susținut și de către Ramsay (1846), Richtofen (1886) și Johnson (1919) în teoriile lor despre geneza și evoluția țărmurilor.

Ramsay (1846) menționează că abraziunea are un rol principal în procesul de geneză și de retragere a falezelor, având ca rezultat final platforma de abraziune (fig. 6. 121).

Richtoffen (1886) pune extinderea considerabilă a platformelor litorale pe seama submersiei treptate a uscatului, ceea ce permite mării să acționeze continuu asupra noi suprafețe de teren (fig. 6. 121).

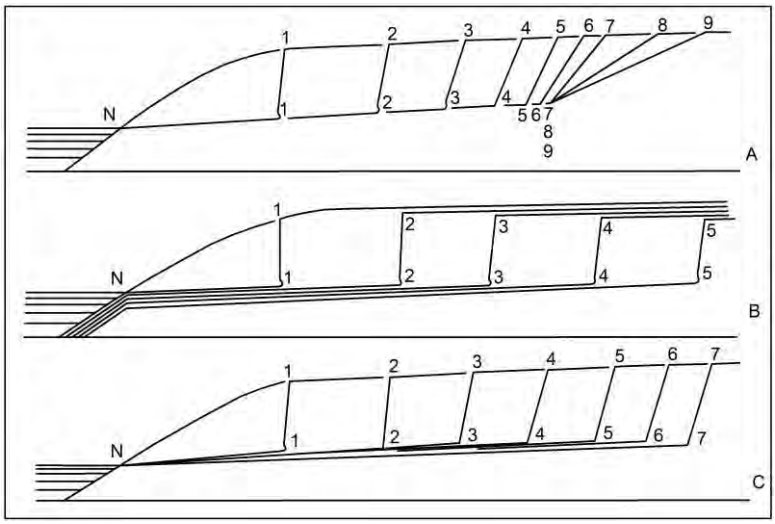


Fig. 6. 121. Retragerea falezelor și formarea platformei de abraziune (A – Ramsay, 1846, B – Richtofen, 1886, Johnson, 1919, citați de Posea et al., 1976, p. 466)

Johnson (1919) consideră că și la niveluri stabile se pot dezvolta platforme de abraziune extinse. În consecință, după retragerea falezei, acțiunea apei asupra ei se diminuează, dar se mută asupra platformei de abraziune, căreia îi reduce altitudinea, în tendința de atingere a unui echilibru dinamic. Astfel se creează un nou loc, unde apa va avea o adâncime suficientă pentru a-și relua acțiunea asupra falezei, care se va solda cu extinderea platformei de abraziune (fig. 6. 121).

Morfologia falezelor și a platformelor de abraziune, care le însoțesc, diferă de la un loc la altul, în funcție de condițiile locale: structura coastelor, natura și intensitatea proceselor care le-au modelat, modul de expunere la acțiunea valurilor, condițiile climatice și mișcările tectonice, în funcție de care vor fi regresiunile și transgresiunile maritime.

Clasificarea falezelor se realizează după o serie de criterii, dintre care cele mai importante sunt următoarele: aspect, stadiu de evoluție, tipul rocii etc.

După aspect ele pot fi (Mac, 1976): înalte sau joase; drepte sau oblice; simple (când litoralul este uniform) și duble sau în trepte (când se formează pe depozite alcătuite din alternanțe de roci cu durități diferite).

În funcție de stadiul de evoluție falezele sunt (Mac, 1976): funcționale sau în retragere și nonfuncționale (fig. 6. 122). Pe fondul mișcărilor tectonice se pot forma faleze etajate.

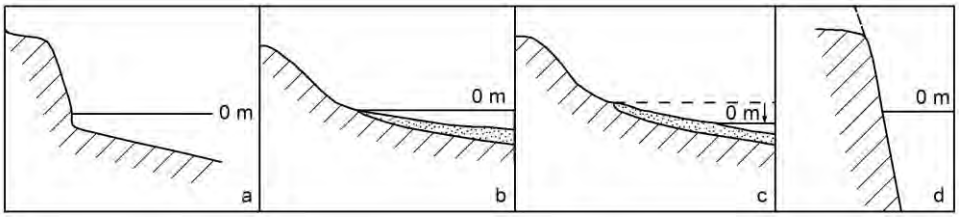


Fig. 6. 122. Tipuri de faleze; a. funcţională; b. stabilizată; c. inactivă; d. tectonică (falsă) (Posea et al. 1976, p. 466)

După tipul de rocă în care au fost modelate se remarcă (Mac, 1976): faleze în roci friabile (loess, argilă, marnă, cretă etc.) şi faleze în roci rezistente sau dure (granite, şisturi, calcare, gresii etc.).

6.3.2.1.2. Platforma de abraziune

Platforma de abraziune este şi ea o formă predominant de eroziune, ce înclină dinspre faleză spre linia ţărmului. Ea se dezvoltă în urma retragerii falezei, datorită dinamicii proceselor geomorfologice de la nivelul firidei şi de pe abruptul sau taluzul ei (fig. 6. 123). Ea se mai numeşte şi platformă litorală. Când pe suprafaţa platformei de abraziune se întâlnesc şi depozite specifice plajelor, ea are un caracter mixt.

Ele au o suprafaţă aproape netedă, uşor convexă, slab înclinată (de obicei sub 3-5^o) având limita dinspre mare fie tranşantă, sub forma unui taluz abrupt în apa adâncă, fie lină până la aproximativ 10 m sub nivelul apei (Rădoane et al., 2001). Pe suprafaţa platformei de abraziune pot exista resturi ale falezei aflate în retragere, prezente sub formă de arcuri, coloane, martori erozivo-structurali sau acumulări de materiale, fie din faleze, fie aduse de râuri (Rădoane et al., 2001).

Dezvoltarea platformelor de abraziune este strâns legată de procesele care au loc la nivelul falezelor, unde abraziunea şi dislocarea materialelor favorizează formarea unor platforme întinse.

Forma platformelor de abraziune este de asemenea influenţată de structură şi litologie. Platformele extinse se formează pe roci mai puţin rezistente, aşa cum sunt cele sedimentare dispuse în straturi subţiri, cu o înclinare paralelă cu ţărmul şi slab consolidate. Comparativ cu acestea pe roci dure se formează platforme de abraziune înguste şi abrupte.

Tendinţa platformelor de abraziune este să încline dinspre limita mareelor înalte spre nivelul mediu al mareelor minime, motiv pentru care gradientul lor este în raport direct cu ecartul de variaţia al mareelor (Rădoane et al., 2001).

Scăderea nivelului mării determină ca platforma litorală să rămână suspendată, sub forma unei terase litorale de eroziune.

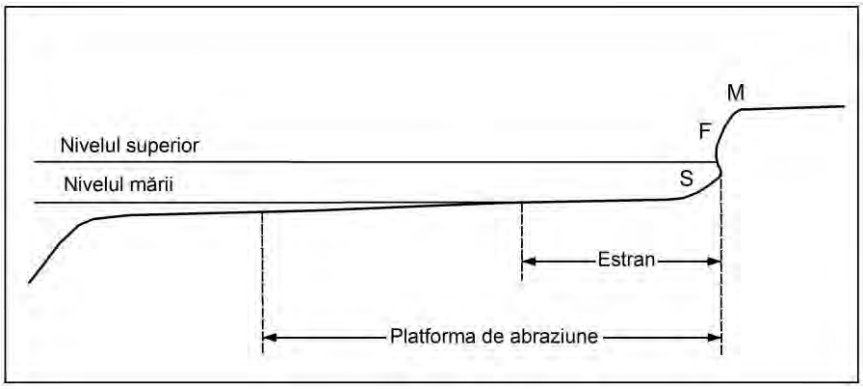


Fig. 6. 123. Platforma de abraziune; M – muchia falezei; F – frontul falezei; S – surplomba (Mac, 1996, p. 208)

6.3.2.1.3. Terasele litorale

Datorită oscilației nivelului mării, din cauza mișcărilor tectonice sau a variațiilor eustatice, se ajunge ca faleza, plaja și o parte din platforma de abraziune să ajungă suspendate față de nivelul actual al apei.

Terasele litorale se dezvoltă pe țărmurile aferente podișurilor și munților, care au avut o evoluție caracterizată prin ridicări sacadate sau au fost supuse unui eustatism repetat (Ielenicz, 2005).

Formarea teraselor litorale diferă, în funcție de modul în care se îmbină mișcările uscatului și ale apei, pe diferite sectoare ale țărmului (Mac, 1976). Ridicarea neregulată a uscatului este cea care stă la baza formării teraselor, în sensul că ridicările rapide determină formarea podului terasei, iar cele mai atenuate, prin favorizarea abraziunii, contribuie la formarea frunții terasei litorale, care de fapt este o faleză (Mac, 1976).

Acțiunea valurilor timp îndelungat la baza lor, conduce la retragerea falezelor și la formarea platformelor de abraziune, ele corespunzând câte unei faze de echilibru. Dacă nivelul mării coboară sau uscatul suferă o ridicare, atunci platforma devine uscat, iar marginea ei externă, va fi modelată de valuri, care o vor transforma într-o faleză nouă (Ielenicz, 2005). În aceste condiții, vechea platformă primește aspect de treaptă (terasă), ce domină linia de țărm cu altitudini care variază de la metri la zeci de metri. Deoarece ea este numai rezultatul procesului de eroziune marină a fost denumită terasă de abraziune (Ielenicz, 2005).

Prezența teraselor litorale în zona temperată și îndeosebi în zona Mării Mediterane, unde există 3 - 5trepte de acest fel, se explică și prin mișcările glacio-eustatice din Cuaternar.

Alături de faleză și platforma de abraziune, în domeniul litoral se întâlnesc și **forme de eroziune de detaliu**. De exemplu, acțiunea exercitată de către apa mării asupra unui promontoriu îl modifică, săpând în el grote, dăltuind porți și detașând în cele din urmă insule (Mac, 1976) (fig. 6. 124).

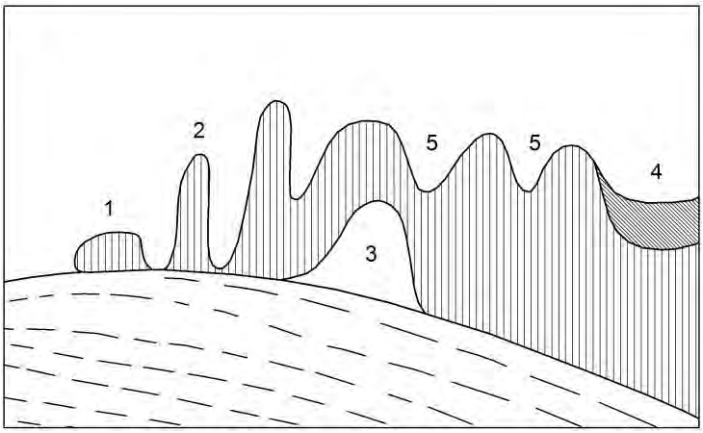


Fig. 6. 124. Forme de relief specifice promontoriilor; 1 – insule, 2 – stâlpi, 3 – porți, 4 – văi suspendate, 5 – chei (Mac, 1976, p. 264)

6.3.2.2. Forme de acumulare litorală

6.3.2.2.1. Plaja

Plaja este o formă de construcție rezultată prin acumularea nisipului, pietrișurilor, bolovănișului și resturilor cochilifere (Mac, 1976), specifică îndeosebi țărmurilor joase.

Ea se formează îndeosebi la țărmurile joase, adăpostite și cu ape puțin adânci. Nu este exclusă prezența lor la baza unor faleze continuate cu platforme de abraziune slab înclinate, caz în care au aspectul unor fâșii înguste și paralele cu țărmul (Rădoane et al., 2001).

Materialele care intră în compoziția plajei provin atât de pe uscat cât și din apă. Comparativ cu materialele desprinse de dinamica apelor de pe fundul mării, cele care provin de pe uscat sunt mult mai numeroase și au o origine variată. Se remarcă în acest sens aluviunile transportate de râuri, materialele rezultate în urma deplasărilor în masă, a modelării torențiale și a meteorizării care afectează domeniul litoral.

Aspectul aplatizat al plajelor atestă că ele sunt rezultatul acumulării materialelor, transportate de către valuri. Acest lucru este susținut și de ordonarea

materialelor, care fiind împinse de valuri se dispun cu axa mare paralelă cu malul, fiecare galet repauzând pe cel situat mai spre țărm (Mac, 1976).

Analizate sub aspect granulometric, mineralogic și petrografic, materialele diferă de la o plajă la alta, reflectând aria sursă de furnizare a lor. Chiar și în cadrul aceleiași plaje, ca urmare a activității valurilor și curenților, materialele vor fi sortate în funcție de dimensiune și formă; elementele mai grosiere și mai puțin rulate vor fi depuse la partea superioară a plajei, pe când cele mai fine în direcția de retragere a curentului de contraspălare și a mareelor (Rădoane et al., 2001).

Deplasarea aluviunilor care intră în componența plajelor este rezultatul a două componente (Mac, 1986): prima este perpendiculară pe țărm, fiind cea care determină profilul plajei, iar a doua paralelă țărmului, cea care edifică formele unghiulare și aliniate ale coastei.

Granulometria depozitelor de plajă este în funcție de tipul rocii din care provin; la țărmurile alcătuite din roci sedimentare va predomina pietrișul, iar la cele din roci metamorfice și eruptive nisipul.

Forma profilului plajei este condiționată îndeosebi de granulometria materialelor constituente, de tipul mareelor și de caracteristicile valurilor.

Părțile componente ale plajei se individualizează sub aspectul formei și al granulometriei. Majoritatea plajelor, dar îndeosebi cele nisipoase, au în profil transversal trei sectoare morfodinamice (fig. 6. 125):

- ***plaja înaltă*** este localizează deasupra liniei superioare a valurilor de furtună sau a fluxului, fiind acoperită de apă numai la furtuni. Ea este alcătuită din creste și trepte de plajă, în compoziția cărora predomină materialele grosiere. În cadrul plajei înalte se remarcă prezența unei suprafețe orizontale sau slab înclinată spre uscat, denumită bermă (unele plaje pot să aibă mai multe berme, după cum în alte cazuri poate să lipsească, cum este în cazul celor alcătuite din pietriș sau materiale și mai grosiere);

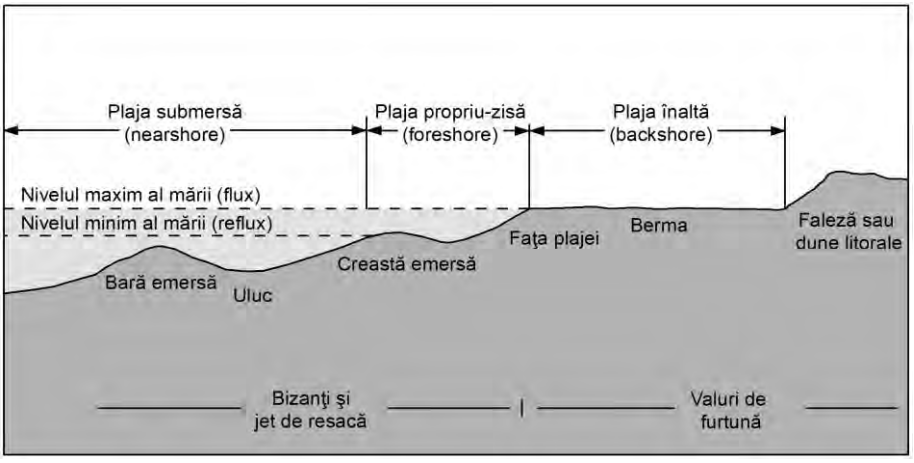


Fig. 6. 125. Profilul tipic al plajei (Ritter, 1986, cit. de Rădoane et al., 2001, p. 306)

- ***plaja propriu-zisă*** reprezintă sectorul pe care valurile se deplasează permanent, determinând cele mai multe modificări de granulometrice şi morfologice (Ielenicz, 2005). În profil transversal se observă prezența a două trepte: cea superioară are o stabilitate mai mare şi este afectată doar de valurile mari, respectiv cea inferioară supusă unei nivelări continui. Pe fondul unei granulometrii diverse, la partea superioară are formă convexă, iar la cea inferioară concavă (Posea et al., 1976);

- ***plaja submersă*** se află permanent acoperită cu apa apă. Are un profil predominat concav şi o granulometrie fină, predominat fiind nisipul, pietrişul şi resturile de cochilii şi de scoici.

Prin procesele care concură la geneza ei şi prin poziția pe care o are la limita dintre apă şi uscat, plaja variază ca dimensiune şi prezintă o accentuată instabilitate. Aceasta deoarece predominarea valului care înaintează sau a celui care se retrage, în funcție de energia de moment al valurilor şi în funcție de înclinarea nivelului, până unde pot să ajungă valurile, va determina fie acumularea sedimentelor în fața țărmului, fie îndepărtarea lor (Grecu şi Palmentola, 2003). Sedimentele ajunse la adâncimea la care nu se mai resimte mişcarea valurilor, ies din sistemul sedimentar costier, iar cele care rămân descriu de-a lungul său o traiectorie în zigzag (Grecu şi Palmentola, 2003) (fig. 6. 126).

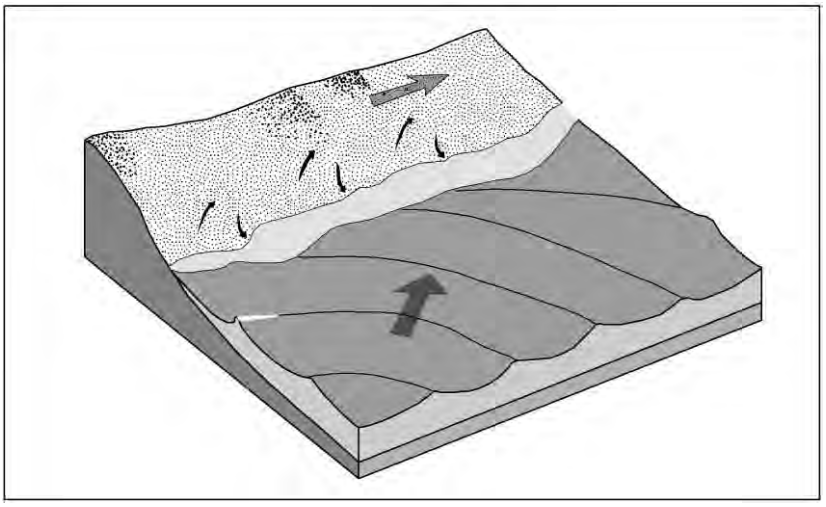


Fig. 6. 126. Transportul sedimentelor în zigzag de-a lungul plajelor datorită valurilor oblice (Grecu şi Palmentola, 2003, p. 357)

Un mecanism important, pentru îndepărtarea materialelor din componența plajelor, este realizat de către curenții de reabsorbire (rip currents), numiți şi de tăiere, când sunt perpendiculari pe linia de țărm (Grecu şi Palmentola, 2003).

În cadrul plajelor se întâlnesc şi **microforme de relief** de tipul festoanelor, conurilor de plajă, ripplemark-uri de valuri, brazdelor litorale, dunelor litorale etc.

Festoanele reprezintă mici ondulări, cu dimensiuni de până la câțiva zeci de centimetri, de formă simetrică sau asimetrică.

Conurile de plajă sunt festoane de dimensiuni mult mai mari, sub formă de cupă de lingură răsturnată, formate la partea superioară a plajei (Rădoane et al., 2001) (fig. 6. 127). Ele se întâlnesc pe plajele alcătuite din nisip şi pietriş, iar conform ipotezei propuse de Johnson (1910) şi Kuenen (1948, citat de Masselink şi Pattiaratchi, 1998) sunt rezultatul eroziunii neregulate a feţei plajei, de către jetul de resacă. Eroziunea acestuia transformă progresiv microdepresiunile iniţiale în microgolfuri, până când apa depăşeşte o anumită adâncime critică, moment în care jetul de resacă este refractat de o asemenea manieră, încât materialele grosiere sunt depozitate în conuri, iar cele fine transportate în larg (Rădoane et al., 2001). Ulterior microgolfurile şi conurile se dezvoltă până când apa din partea centrală a lor atinge o adâncime limită, care impune ca acţiunea jetului de resacă să fie încetinită. În această situaţie microgolfurile şi conurile trec într-o presupusă stare de echilibru (Rădoane et al., 2001).

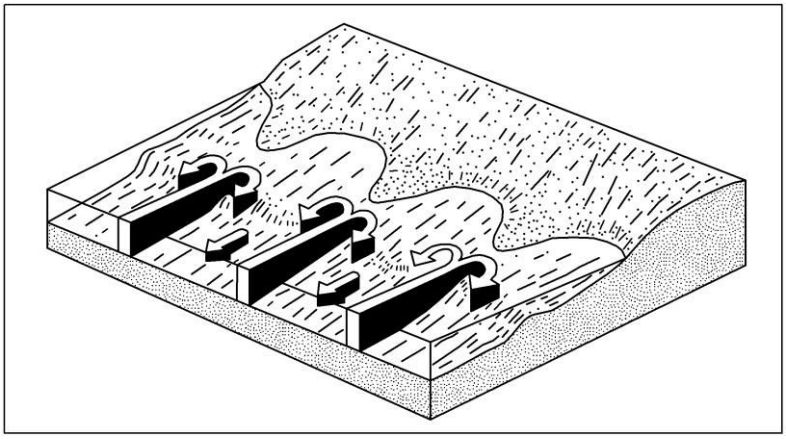


Fig. 6. 127. Formarea conurilor de plajă (Selby, 1985, citat de Rădoane et al., 2001, p. 310)

Ripple marks-urile sunt ondulări submerse, denumite şi riduri, care se formează datorită oscilaţiei valurilor şi curenţilor litorali.

Brazdele litorale sunt ripplemark-uri de dimensiuni mai mari, formate la partea superioară a plajei submerse. Ele sunt dispuse paralel sau oblic faţă de ţărm şi au înălţimi care variază de la câţiva centimetri până la 10 – 15 m (Mac, 1976).

Dunele litorale cu toate că nu sunt creaţia directă apelor din domeniul litoral, ele dau de multe ori nota de originalitate a unor plaje. Apartenenţa la plaje este dată de proveniența materialelor ce intră în alcătuirea lor, care anterior au fost prelucrate de către valuri. Ele sunt generate de către dinamica maselor de aer din domeniul litoral, pe fondul contrastului dintre apă şi uscat. Un rol important în formarea lor o au brizele. Ziua briza

este mult mai puternică, iar noaptea, pe lângă atenuarea ei intervine şi gradul mai ridicat de al particulelor de nisip datorită umidităţii mai mari, fapt care determină deplasarea particulelor în direcţia uscatului (Mac, 1976). Cel mai adesea sunt localizate pe plaja înaltă, unde cu timpul pot fi stabilizate cu vegetaţie.

6.3.2.2.2. Bancurile litorale

Sunt acumulări emerse sau submerse de nisipuri şi pietrişuri, construite de către valuri şi curenţi. Formarea bancurilor este favorizată de prezenţa apelor puţin adânci, de prezenţa nisipurilor şi pietrişurilor în cantităţi mari şi de pierderea energiei valurilor şi curenţilor litorali, aspect care permite descărcarea materialelor pe care le transportă (Mac, 1976).

Dimensiunile lor sunt foarte variate mergând de la câţiva metri la peste 1 km lăţime; lungimea este de câteva sute de metri până la zeci de km, în timp ce înălţimea nu depăşeşte 5 – 7 m, decât excepţional.

Bancurile litorale submerse sunt rezultatul descărcării valurilor în zona de inflexiune a plajei submerse. Pe măsură ce fenomenul se repetă are loc ataşarea de noi materiale în direcţia ţărmului, determinând aplatizarea valurilor şi slăbirea curentului de recul (Mac, 1976). Cu timpul bancul submers se dezvoltă, devine emers, creşte în direcţia ţărmului şi ajunge în poziţia de grind litoral.

Ele sunt separate de uscat, pe aproape toată lungimea lor de către lagune, care pe măsură ce nu mai au legătură cu marea se colmatează.

6.3.2.2.3. Cordoanele litorale

Se formează la ţărmurile cu golfuri şi promontorii, în sectoarele poziţionate lângă proeminenţe şi lipsite de o dinamică accentuată a apei. În aceste locuri materiale transportate de valuri se depun, dezvoltându-se în direcţia atenuării energiei curentului. Deoarece au o formă alungită ele au fost denumite **săgeţi litorale**.

Săgeţile litorale se extind continuu în direcţia derivei litorale, cu excepţia situaţiilor când alte mişcări ale apei se interferează proceselor de construcţie, devenind la extremităţi arcuite spre uscat, context în care sunt numite ***săgeţi litorale recurbate*** (Rădoane et al., 2001). Formarea lor, conform autorilor citaţi, este pusă pe seama a două cauze. Prima se referă la refractarea valurilor în jurul extremităţilor, fapt care determină deplasarea spre uscat, prin intermediul derivei litorale a materialelor din acel loc (fig. 6. 128). Prin raportarea acestui mecanism la lipsa arcuirii săgeţilor dezvoltate în sectoare adăpostite şi cu ape puţin adânci, relevă că recurbarea apare de preferinţă în mediile macroditale, cu ape adânci, în faza de construcţie a mareelor înalte (Rădoane et al., 2001). A doua cauză a încovoierii

capetelor săgeților se datorează acțiunii unor ansambluri de valuri care vin din direcții diferite (Rădoane et al., 2001).

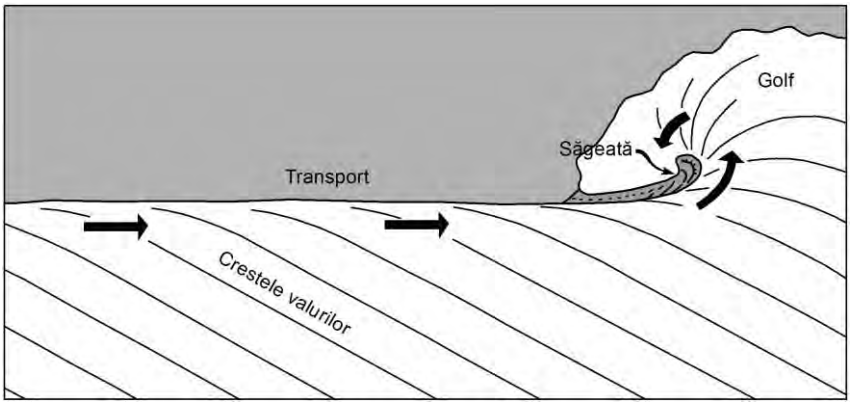


Fig. 6. 128. Formarea săgeților litorale (Strahler, 1963, citat de Strahler, 1973, p. 484)

Prin unirea săgeților litorale care s-au format de o parte și de alta a unui golf se formează **cordoane litorale** sau **perisipuri**, care închid în spatele lor o lagună (fig. 6. 129). De cele mai multe ori cordoanele litorale sunt prevăzute cu deschideri, denumite **portițe**, prin intermediul cărora laguna comunică cu marea.

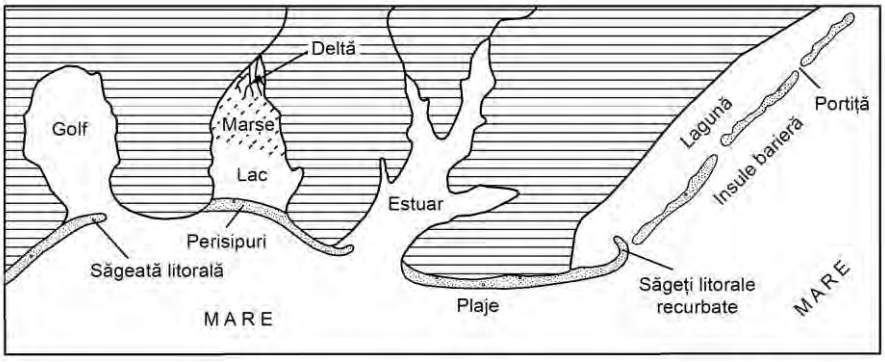


Fig. 6. 129. Fig. 9. 31. Forme litorale specifice țărmurilor joase (Hosu, 2009, p. 104)

Diferența dintre săgeți și perisipuri este dată de faptul că primele se pot extinde în larg, în timp ce secundele, prin unire, închid între ele spațiul dintre două promontorii, transformându-l în lagună (Rădoane et al., 2001).

Sunt situații când cordoanele litorale barează gura de vărsare a unui râu, determinând formarea unui liman, care poate fi complet izolat de mare. Ca exemplu pot fi date limanurile Mangalia și Techirghiol.

Când în apropierea țărmurilor există insule, iar condițiile sunt favorabile, ele pot fi unite cu uscatul printr-un cordon denumit **tombolo;** el poate fi simplu (Gibraltar),

dublu (Giens), sau triplu (Monte Argentario) (Mac, 1976) (fig. 6. 130). Ele se formează prin refracția valurilor în spatele insulei sau prin difracția lor pe fiecare latură și depunerea materialelor în locurile de întâlnire a undelor, acolo unde apa nu este adâncă, iar curenții între insulă și țărm lipsesc.

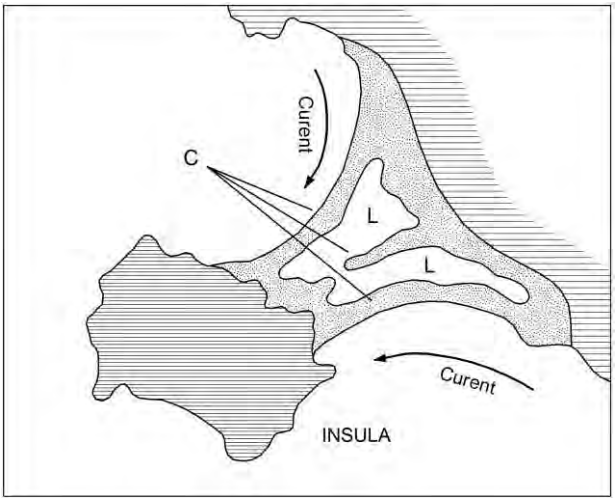


Fig. 6. 130. Tombolo triplu, în cazul Insulei Monte Argentario; C – cordoane, L - lagune (Coteț, 1971, p. 354)

Sunt și situații când pornind din locuri diferite de la țărm, două săgeți litorale se dezvoltă spre același loc, unde se unesc sub forma unui **vârf de lance** (fig. 6. 131).

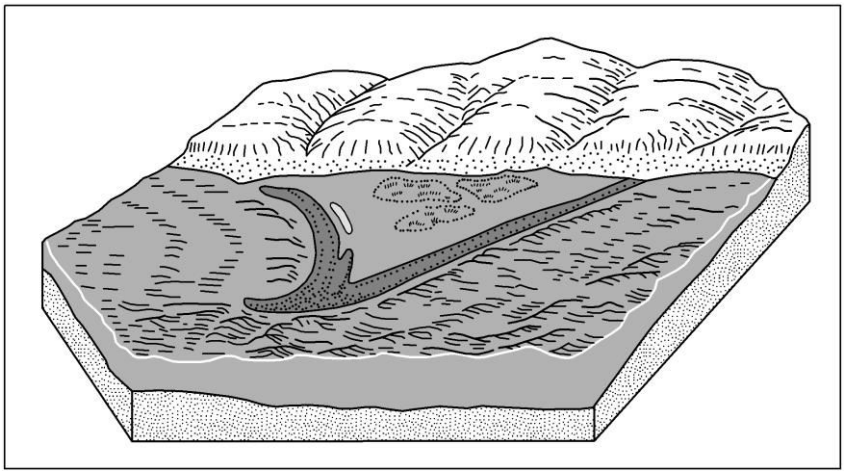


Fig. 6. 131. Cordon litoral în vârf de lance (Raisz, 1962, citat de Strahler, 1973, p. 485)

Prin acumularea de materiale între cele două săgeți litorale care alcătuiesc vârful de lance și uscat, se ajunge la formarea unui **promontoriu lobat** (fig. 6. 132).

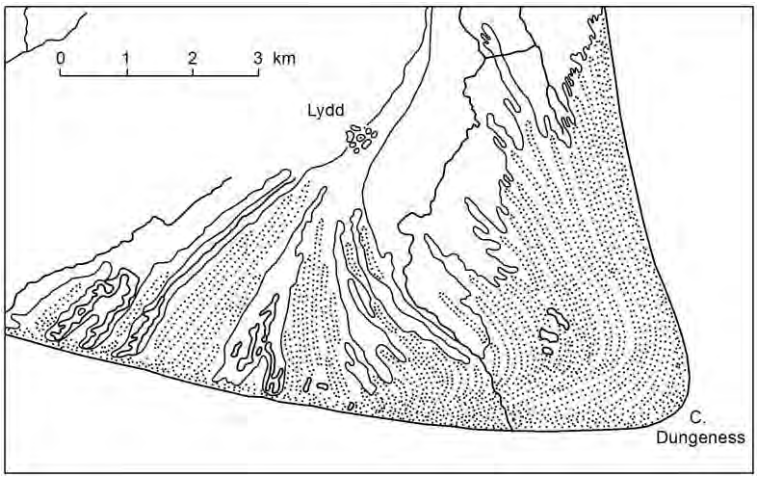


Fig. 6. 132. Promontoriu lobat (Capul Dungeness, din Strâmtoarea Dover – sud-estul Angliei) (Strahler, 1973, p. 485)

Toate aceste forme de acumulare litorală determină simplificarea liniei țărmului, prin umplerea golfurilor, colmatarea gurilor de vărsare a râurilor, izolarea în interiorul uscatului a lacurilor, anexarea insulelor de uscat (Mac, 1976). În cele din urmă, în spațiul în care se petrece lupta între apă și uscat, se ajunge se ajunge la formarea câmpiilor litorale.

6.3.2.2.4. Câmpiile litorale

Se formează prin izolarea de mare a spațiilor ocupate de golfuri și estuare, prin intermediul cordoanelor litorale.

Golfurile sunt pătrunderi largi ale mării în domeniul coastelor continentale. Ele sunt ușor de colmatat, prin formarea de cordoane litorale, pornind de la promontoriile care le delimitează. Inițial prin închidere ele se transformă în lagune. Ulterior în cadrul acestora, procesele de acumulare a aluviunilor aduse de râuri și a celor care mai ajung din mare, peste cordoanele litorale, în timpul marilor furtuni, se accentuează, determinând apariția insulelor. Prin colonizarea cu vegetație ele se extind și transformă laguna într-o mlaștină denumită marșă, care poate devenii cu timpul o suprafață de uscat.

Estuarele, ca locuri de vărsare a unor râuri în mări prin intermediul unor guri lărgite de către flux și reflux, sunt și ele supuse colmatării cu aluviuni transportate de către râuri sau aduse de către apele mării. Materialele lăsate în urmă de fluxurile cele mai înalte, nu sunt întotdeauna evacuate în totalitate de către reflux. Ele se acumulează inițial submers în sectoarele unde dinamica apelor este mai redusă, pentru ca ulterior să se dezvolte, să fie fixate cu vegetație,

iar în final să ajungă submerse. Se ajunge în cele din urmă la transformarea estuarului într-un teritoriu mlăştinos, străbătut de canale, în care s-a pierdut energia unitară a râului şi a mareei (Mac, 1976). La fixarea depozitelor o contribuţie esenţială o are vegetaţia tolerantă la sare. Ea se fixează iniţial pe locul unor colonii, cum sunt cele de alge, şi cu ajutorul rădăcinilor fixează mâlul, favorizând acumulările viitoare. Se ajunge ca anumite părţi ale câmpiei litorale să se ridice până la nivelul mareei înalte, formându-se astfel o câmpie litorală mlăştinoasă sărată sau marşa sărată (saltmarsh) (Rădoane et al., 2001). În condiţii similare, în regiunile tropicale se formează mangrovele mlăştinoase (mangrove swamp).

La formarea câmpiilor litorale un rol important îl au mareele. Curenţii care circulă prin canalele mareice exercită o acţiune de eroziune asupra lor, reuşind să le menţină deschise, contrar acţiunii curentului litoral care tinde să le închidă. Materialele fine, rezultate în urma eroziunii falezelor şi din aluviunile aduse de râuri, sunt purtate în suspensie de către curenţii mareici, până când se amestecă cu apa dulce, moment în care particulele coloidale se aglomerează în mici agregate (prin procesul de floculaţie), după care se depun în golfuri şi estuare, determinând colmatarea treptată a acestora (Rădoane et al., 2001).

6.3.2.2.5. Forme de acumulare datorate vieţuitoarelor

Apele mărilor şi oceanelor, prin proprietăţile lor fizice şi chimice, favorizează dezvoltarea unor organisme, a căror resturi rămase după moartea lor, generează forme de relief specifice.

Coralii sunt organisme maritime care trăiesc în ape ce oferă condiţii ecologice deosebite. Temperatura acestora trebuie să fie peste 18 ºC, cu un optim între 25 şi 30 ºC, salinitatea între 27 – 40‰, adâncimea de până la 25 m, oxigenarea intensă şi gradul de turbiditate redus (Posea et al., 1976).

Pornind de la aceste condiţii, arealul de răspândire a coralilor corespunde cu zona caldă, cuprinsă între tropice.

Coralii trăiesc în colonii compuse din foarte mulţi indivizi. Pe măsură ce unii mor, peste ei se dezvoltă alte exemplare, determinând formarea unor depozite de calcar coraligen. El este puternic cimentat şi format prin acumularea scheletelor de corali. Aceste depozite se prezintă în apele mărilor şi oceanelor sub forma unor proeminenţe cunoscute sub denumirea de recife sau recifuri. La formarea lor alături de corali participă şi madreporele (Grecu şi Palmentola, 2003).

Recifurile sunt de trei tipuri (Darwin, 1898): marginale sau litorale, de tip barieră şi de tip atol. Recifurile lineare se împart în două categorii: recifurile franj (sau litorali) şi recifurile barieră (fig. 6. 133).

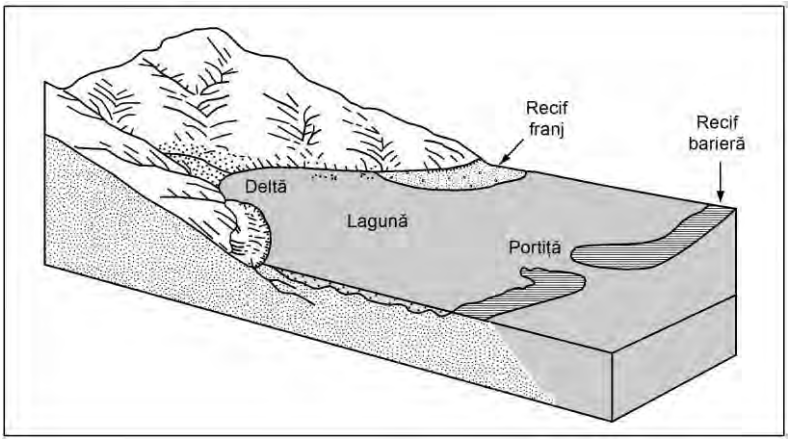


Fig. 6. 133. Tipuri de recifuri (Davis, 1928, citat de Strahler, 1973, p. 495)

Recifurile marginale sau de franj sunt cele care se dezvoltă direct pe platforma continentală; ei au lățime maximă în dreptul promontoriilor (0,3 – 2,5 km). Se întâlnesc pe litoralul intertropical al Africii, pe țărmurile Mării Roșii și ale Peninsulei Florida, în Oceanul Indian etc.

Recifurile barieră sunt despărțite de țărm printr-o lagună; ele pot atinge lățimi de până la 1 km, iar lagunele din spatele lor sunt puțin adânci și cu insule coraligene. Sunt caracteristice țărmurilor Australiei, unde formează Marea barieră Rif, unde ajung la lățimi de câteva sute de metri și lungimi de sute de km.

Atolii sunt recife coraligene de formă circulară sau inelară, care închid la interior o lagună cu adâncimi între 300 și 10 m. Flancurile exterioare ale atolilor sunt abrupte și coboară până la sute sau mii de metrii adâncime (fig. 6. 134). Ei sunt foarte răspândiți în Oceanul Pacific, unde se întâlnesc în jurul insulelor Caroline, Marshall, Gilbert, precum și Oceanul Indian.

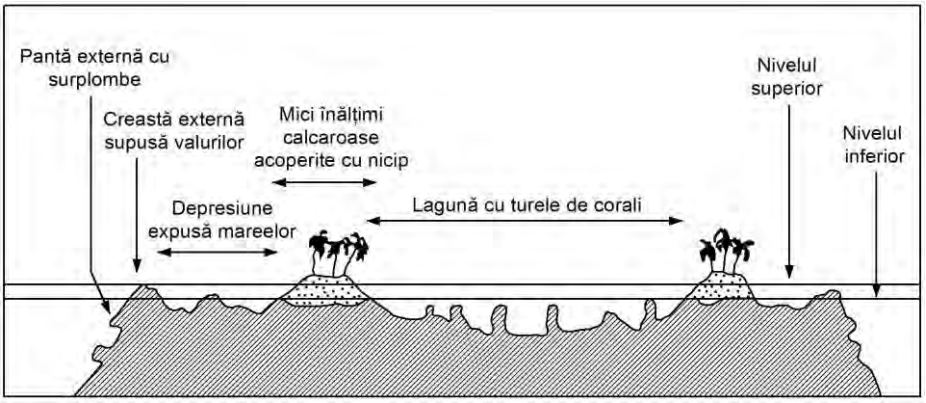


Fig. 6. 134. Profil transversal printr-un atol tipic (Ulithi – Insulele Caroline) (Haggett, 1979, citat de Cioacă, 2006, p. 229)

6.3.3. Tipologia țărmurilor

Marea varietate a tipurilor de țărm, își are originea în acțiunea factorilor care au direcționat modelarea scoarței, la contactul dintre apele Oceanului Planetar și uscat. La configurația actuală a țărmurilor o contribuție însemnată au avut-o variațiile nivelului oceanului începând cu Pleistocenul.

În aceste condiții, pentru a cuprinde toate tipurile de țărm într-o clasificare obiectivă, trebuie pornit de la forma pe care o au. Ea este cea care reflectă cel mai bine relația cu: structura, roca, tectonica, procesele și mecanismele care au concurat la sculptarea țărmului, tipul de climat și variația nivelului apei. După criteriul formei se deosebesc două tipuri de țărmuri: joase și înalte, fiecare cu mai multe subtipuri (Mac, 1976, Ielenicz, 2005).

Țărmurile joase sunt specifice litoralurilor care însoțesc unități continentale joase sau câmpii aluviale. Formele de relief care predomină sunt cele de acumulare, aflate în diverse stadii de evoluție. Din categoria țărmurilor joase fac parte următoarele: țărmul lagunar, țărmul de tip watt, țărmul de tip skjars, țărmurile cu mangrove.

Țărmul lagunar este specific teritoriilor cu tendință de lăsare și de emersiune, dar pe fondul unui aport fluvial abundent de aluviuni. Se remarcă în acest sens țărmul Golfului Mexic, cel nord-vestic al Mării Adriatice, țărmul Golfului Bengal etc.

Acest tip se individualizează prin prezența cordoanelor litorale care închid lagune, prin condiții favorabile formării deltelor (Padului, Mississippi, Gangelui și Brahmaputrei), prin prezența estuarelor și limanurilor. Toate acestea contribuie la progradarea țărmului (Mac, 1976). Autorul citat menționează că acest tip de țărm are câteva variante cu note originale:

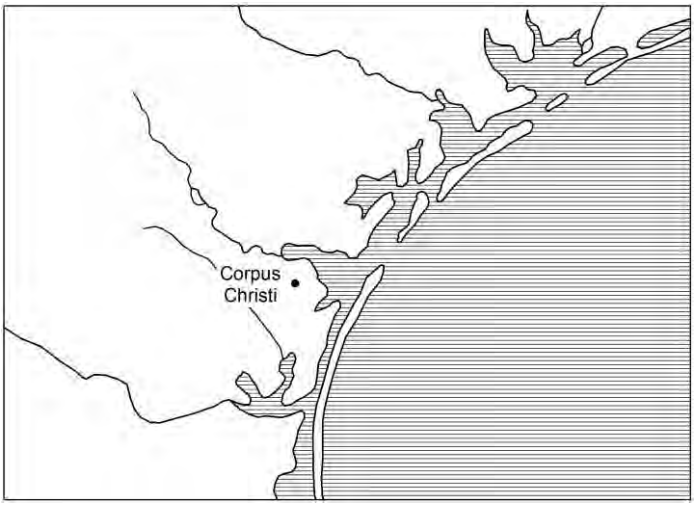


Fig. 6. 135. Țărm cu lido (Robinson, 1970, citat de Rădoane et al., 2001, p. 328)

- *ţărmul cu lido* sau cordoane de nisip, unde lagunele şi cordoanele sunt dispuse pe distanţe mari paralele cu ţărmul; comunicarea lagunelor cu mare se face prin intermediul unor canale sau portiţe (fig. 6. 135); se întâlneşte în Golful Mexic, Marea Baltică, nord-vestul Mării Adriatice şi Mării Negre etc.;

- *ţărmul cu limanuri* s-a format prin inundarea gurii râurilor de către apele mării; ele au fost transformate apoi în limanuri prin bararea lor cu cordoane litorale, aşa cum este în cazul litoralului nord-vestic al Mării Negre (fig. 6. 136);

- *ţărmul cu estuare* sau de tip Maryland s-a format prin submersiune. El este caracterizat de estuare mari, formate la gurile de vărsare a râurilor. Formarea estuarelor este pusă pe seama curenţilor mareici care preiau şi transportă spre larg, aluviunile râurilor; la aceasta se adaugă faptul că ele lărgesc mult albiile în locul de vărsare, transformându-le în estuare de forma unor pâlnii (Rădoane et al., 2001). În unele cazuri estuarele au ajuns să fie închise de cordoane litorale. Se întâlnesc în vestul Franţei (Garonne, Loira, Sena), sud-estul Angliei, nordul Europei (Elba, Peciora), nordul Siberiei (Obi, Enisei) pe litoralul atlantic al Americii de Nord (Maryland) etc.;

- *ţărmul cu delte şi lagune* este caracteristic locului de vărsare în oceane a marilor, care aduc cantităţi semnificative de aluviuni, cu ajutorul cărora construiesc delte, de care se prind apoi cordoane litorale care închid lagune; ca exemplu poate fi dat litoralul nordic al Mării Negre (fig. 6. 136).

Ţărmul de tip watt este specific mărilor epicontinentale, care au platforme extinse şi cu maree puternice. Se caracterizează prin prezenţa suprafeţelor mlăştinoase formate pe seama aluviunilor aduse de râuri, la care se adaugă prezenţa nisipurilor şi resturilor organice de provenienţă maritimă, din care se formează bancuri şi cordoane litorale (fig. 6. 136). În timpul refluxului watt-ul este eliberat de apele mării, pe suprafaţa lui rămânând doar canale mareice (Mac, 1976). Pe măsură ce are loc colmatarea canalelor mareice şi consolidarea cordoanelor, întreaga suprafaţă rămâne emersă alipindu-se câmpiilor litorale (Rădoane et al., 2001.

Acest tip de ţărm este caracteristic coastelor Mării Nordului (Olanda, Germania, Danemarca). Prin intervenţia componentei antropice din aceste state, suprafeţe însemnate, care erau periodic inundate la flux, au fost transformate în uscat prin îndiguiri.

Ţărmul de tip skjars sau de tip finlandez s-a format prin scufundarea unui teritoriu modelat anterior de către gheţari continentali. Aceştia pe de o parte au sculptat excavaţii şi culoare de scurgere a apei subglaciare, iar pe de alta au favorizat acumularea materialelor erodate sub formă de morene (drumlinuri, eskers-uri), ce apar ca proeminenţe de sub apele puţin adânci. Se ajunge astfel la formarea unei morfologii litorale aparte, cu insule, golfuri, lagune restrânse despărţite de peninsule, pe fondul unor adâncimi variate ale apelor (Mac, 1976). Prin colmatarea golfurilor linia ţărmului se regularizează treptat, estompând treptat urmele modelării glaciare.

Țărmuri de acest tip există pe coastele Peninsulei Labrador, Golfului Botnic, nordul Peninsulei Danemarca, pe coastele Poloniei, Germaniei, precum și pe coasta nord-estică a S.U.A (Noua Anglie) (Mac, 1976).

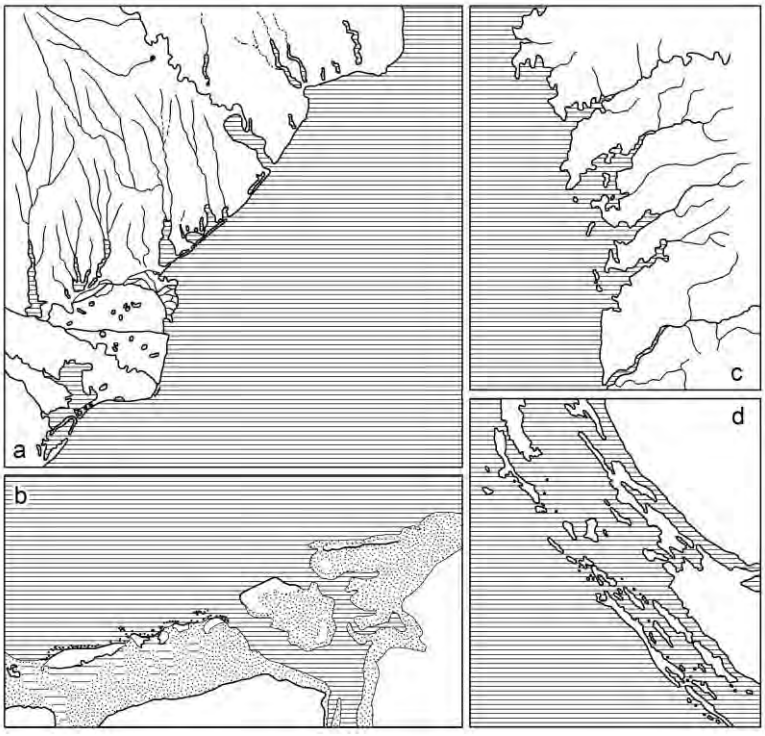


Fig. 6. 136. Tipuri de țărmuri: a – țărm cu limanuri, lagune și deltă, b – țărm watt, c – țărm riass, d – țărm cu structură longitudinală (de tip pacific sau dalmatic) (Posea et al., 1976, p. 481)

Țărmurile cu mangrove se caracterizează prin prezențe unui înveliș vegetal consistent, cu rădăcini dese și adventive, care au rol de a anihila mișcarea apei, contribuind astfel la acumularea mâlurilor fine, pe care le transportă apele spre mare. Este vorba de un țărm mlăștinos, cu tendință de progradare prin aportul curenților de flux și reflux și prin intermediul aluviunilor transportate de râuri spre ocean (Mac, 1976). Acest tip de țărm este caracteristic litoralului Atlantic din Golful Guineea și celui din sudul Floridei.

Țărmurile înalte se întâlnesc pe litoralurile unde uscatul ce vine în contact cu apa prin intermediul unităților de relief înalte, de tipul munților, podișurilor și dealurilor. Din acest considerent, morfologia lor este dictată preponderent de tectonică și de agentul extern (fluvial, glaciar, periglaciar) care le-a modelat anterior, în timp ce acțiunea proceselor litorale este mult diminuată (Mac, 1976, Ielenicz,

2005). În categoria lor se cuprind următoarele: țărmul de tip riass, țărmul cu fiorduri, țărmurile predominat structurale.

Țărmul de tip riass s-a format pe litoralurile fragmentate de către rețele de văi fluviale dispuse perpendicular pe linia țărmului (fig. 6. 136). În urma subsidenței văile au fost inundate și transformate în golfuri, cu ape adânci, iar interfluviile au devenit promontorii sau peninsule (Posea et al., 1976). O evoluție îndelungată a țărmului de tip riass duce modelarea promontoriilor, la formarea bancurilor și cordoanelor litorale de nisip, urmată apoi de închiderea golfurilor și formarea lagunelor, pentru ca în final acestea să fie colmatate, iar țărmul să devină uniform și rectiliniu (Mac, 1976). Conform autorului citat, țărmul de tip riass poate evolua similar estuarelor prin formarea deltelor de estuar sau prin bararea golfurilor de către barierele de recife, așa cum se întâmplă în estul Australiei.

Astfel de țărmuri se întâlnesc în nord-vestul Spaniei (Galiția), pe coasta atlantică a Americii de Nord (între New York și Capul Hatteras), vestul Franței (Peninsula Bretagne) etc.

Țărmurile cu fiorduri se întâlnesc pe coastele litorale modelate de către ghețari în Pleistocen. În aceste teritorii ghețarii de vale au sculptat văi glaciare largi, care după ridicarea nivelului mării, datorită topirii lor, au ajuns submerse și formează fiordurile actuale. Interfluviile dintre fostele văi glaciare sunt emerse, ele delimitând fiordurile (fig. 6. 137). Astfel de țărmuri sunt specifice coastelor pacifice ale Canadei, Peninsulei Alaska, coastelor vestice ale Patagoniei, Norvegiei, Groenlandei, precum și în Noua Zeelandă.

Fig. 6. 137. Țărm cu fiorduri (Robinson, 1970, citat de Rădoane et al., 2001, p. 327)

Țărmurile predominat structurale cuprind teritoriile costiere în care liniile structurale au direcționat orientarea și morfologia litoralurilor. Această subcategorie are mai multe tipuri (Mac, 1976):

- *ţărmurile cu structură longitudinală*, denumite şi de tip pacific, au notă distinctă paralelismul între linia ţărmului şi structura geologică a coastelor. Ca exemplu poate fi dat ţărmul de pe coasta dalmatică din marea Adriatică, de unde şi denumirea de ţărm de tip dalmatic (fig. 6. 136). El este alcătuit din şiruri paralele de insule, dispuse în continuarea peninsulelor, care marchează anticlinalele, la care se adaugă culoare şi canale prelungi suprapuse sinclinalelor (Mac, 1976). Un paralelism evident al elementelor domeniului litoral poate fi generat şi de prezenţa unor aliniamente de falii, condiţie în care compartimentul dinspre mare poate fi coborât foarte mult, iar cel dinspre uscat să rămână ridicat. Când compartimentul coborât ajunge submers, linia ţărmului va corespunde cu suprafaţa planului de falie, după cum se întâmplă în vestul Californiei, în Peninsula Peloponez (Grecia), în Noua Zeelandă, în estul Braziliei etc. Ţărmuri ordonate longitudinal se formează şi când domeniul litoral este alcătuit din formaţiuni litologice dezvoltate în benzi de roci cu durităţi diferite. Prin erodarea mai rapidă a rocilor friabile marea pătrunde şi creează golfuri alungite, canale şi coridoare, reliefând în acelaşi timp rocile mai rezistente, aşa cum este în cazul coastei atlantice din dreptul Munţilor Appalachi din America de Nord (Mac, 1976);

- *ţărmurile cu structură transversală* sau de tip atlantic se caracterizează prin intersecţia perpendiculară a structurilor de către linia de ţărm. Când sunt intersectate structuri cutate ţărmul devine asemănător cu cel de tip riass, doar că sinclinalele ocupate de apă fiind largi, permit formarea unor golfuri arcuite, delimitate de promontorii ascuţite către mare (Mac, 1976). Dacă golfurile sunt axate pe liniile de falie ele au aspect ascuţit. Astfel de ţărmuri sunt caracteristice coastelor nord-vestice ale Scoţiei şi Irlandei, părţii vestice a Podişului Anatoliei, sudului Peninsulei Peloponez etc.;

- *ţărmurile de tip cadrilat* sunt specifice reţelelor de falii în gratii, care însoţesc coastele afectate de mişcări epirogenetice negative. La un astfel de ţărm se ajunge prin invadarea compartimentelor mai coborâte, de tip graben, de către apele mărilor, în timp ce sectoarele ridicate, de tipul grabenelor, rămân emerse sub forma unor peninsule sau insule. Acest tip de ţărm este reprezentativ în Marea Egee şi Peninsula Peloponez (Mac, 1976);

- *ţărmurile cu structură vulcanică* se întâlneşte când flancurile conurilor vulcanice ajung în domeniul litoral, generând un ţărm vulcanic circular, sau când lavele ajung în mare şi dau o configuraţie specifică;

- *ţărmurile coraligene* se formează prin acumularea scheletelor unor vieţuitoare marine sub formă de bariere de recife, insule, praguri coraligene etc.;

- *ţărmurile mixte* sunt rezultatul combinării a cel puţin două condiţii, care au concurat la individualizarea unora din tipurile menţionate anterior. Se întâmplă ca tipul dalmatic să apară ca tip riass, iar cel riass din vestul Peninsulei Bretagne să fie combinat cu tipul transversal.

6.3.4. Evoluția țărmurilor

Studierea poziției liniei țărmului și a morfologiei acestuia aduce informații despre variația nivelului apelor mărilor și oceanelor de-a lungul timpului. Schimbarea poziției nivelului apei poate fi cauzată fie de instabilitatea uscatului adiacent, fie de variațiile masei de apă din bazinul maritim sau oceanic considerat. Poziția pe care o dețin formele de relief din domeniul litoral, atât cele emerse, cât și cele submerse, oferă informații despre schimbările care au avut loc în trecut.

Configurația actuală a oricărui țărm este rezultatul unei evoluții dictată de mișcările tectonice, structură, litologie, climat, viețuitoare și activități antropice.

Transgresiunile și regresiunile care s-au înregistrat în ultima perioadă geologică, impun urmărirea liniei de țărm și a evoluției domeniului litoral, în trei situații (Posea et al., 1976): când marea are tendință de transgresiune (țărm submers), când marea se află în regresiune (țărm emers) și când nivelul apelor staționează timp îndelungat la același nivel (țărm neutru).

Țărmul submers are ca notă de specificitate acțiunea intensă a apei maritime asupra falezei, tocmai datorită tendințelor transgresive. Nivelul apei fiind în continuă ridicare și firida falezei se regenerează permanent. Cauza transgresiunii este atât ridicarea generală a nivelului Oceanului Planetar, datorită mișcărilor eustatice, cât și coborârea uscatului în apropierea liniei țărmului. Pe măsură ce nivelul apei crește sau scade altitudinea uscatului, linia țărmului va avansa în detrimentul uscatului.

Tendința transgresivă a mării pune în evidență o linie de țărm foarte festonată (Posea et al., 1976), cu golfuri adânci și promontorii prelungi, însoțite de insule. Înaintarea mării în detrimentul uscatului nu are loc însă la infinit, ea oprindu-se o dată cu încetarea cauzei care a produs-o, condiție în care abraziunea și acumularea încep acțiunea de îndreptare a țărmului (Posea et al., 1976).

Acțiunea apei mării se manifestă asupra falezelor care se vor retrage lăsând în urmă platforme de abraziune extinse. La rândul lor promontoriile și peninsulele sunt retezate (fig. 6. 138) și transformate în plaje. De asemenea, golfurile sunt colmatate dinspre uscat spre mare, de care sunt izolate prin intermediul cordoanelor litorale.

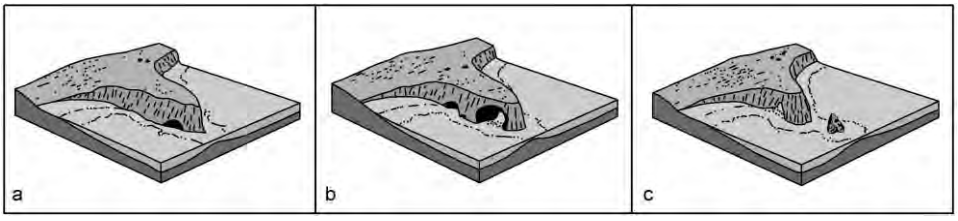


Fig. 6. 138. Evoluția unui țărm cu faleză în sudul Californiei; a, b, c – stadii de evoluție (Hamblin, 1992, citat de Ielenicz, 2005, p. 215)

Prin transformarea golfurilor în câmpii mlăştinoase are loc o înlocuire treptată a unei linii de ţărm foarte neregulată, cu una destul de dreaptă. Îndreptarea liniei ţărmului are loc şi la nivelul falezelor, pe măsură cele ele sunt transformate în promontorii, care cu timpul sunt consumate şi ajung în dreptul cordoanelor litorale care închid golfurile.

Devenit unitar, prin colmatarea golfurilor şi consumarea promontoriilor, ţărmul se va retrage către uscat din ce în ce mai încet, ajungând la un nivel de echilibru, care îi conferă o stabilitate relativă (fig. 6. 139).

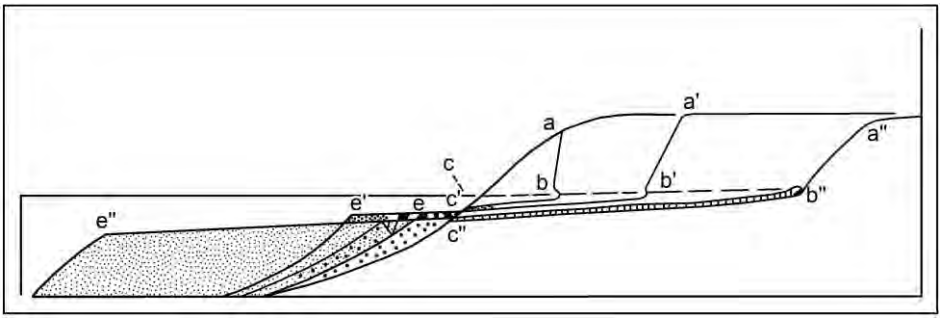


Fig. 6. 139. Evoluţia ţărmului: a – c - primul stadiu cu faleză (a - b) şi platformă de abraziune (b-c); a'-e' – al doilea stadiu cu faleză (a' - b'), platformă de abraziune (b' - c'), platformă de acumulare (c' - e') şi taluz; a"- e" – al treilea stadiu cu faleză, platformă de abraziune şi platformă de acumulare (Johnson, 1919, citat de Posea et al., 1976, p. 477)

Ţărmul emers se formează prin scăderea nivelului mării sau prin ridicarea uscatului. Platforma continentală ajunge la zi prin emersiune primind forma unei câmpii litorale. Ea este joasă, netedă cu declivitate scăzută şi mărginită de un ţărm simplu şi uniform cu plaje foarte extinse.

Dacă domeniul costier al ţărmului în emersiune este abrupt, de sub ape vor fi scoase trepte succesive (Mac, 1976). Falezele inactive existente la diferite niveluri deasupra mării, demonstrează că emersiunea s-a efectuat în etape (fig. 6. 140).

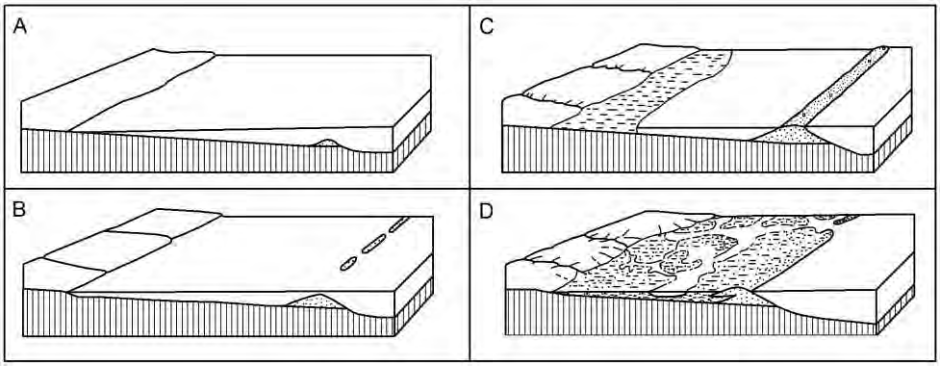


Fig. 6. 140. Fazele evoluţiei ţărmului emers: bs – bară submarină, l – lagună, b – bară, po - portiţă, m – mlaştină (Raisz, 1962, citat de Posea et al., 1976, p. 479)

Când regresiunea încetează are loc stabilizarea liniei de țărm, iar valurile creează prin acumulare un cordon litoral în statele căruia se instalează lagune și mlaștini (Posea et al., 1976).

Bancurile submerse, canalele și inflexiunile, reprezintă asperități morfologice pe suprafața platformei litorale exondate, în funcție de care va fi evoluția ulterioară țărmului.

În cele din urmă, prin acțiunea îndelungată a proceselor din domeniul litoral, asperitățile vor fi estompate treptat și atașate plajelor, în procesul complex de regularizare în plan vertical și orizontal a țărmurilor (Mac, 1976).

Interesantă în acest sens este schema evolutivă propusă de Johnson (1919): bancuri submerse, cordoane care închid parțial și apoi complet laguna, extinderea cordonului spre uscat peste depozitele lagunare, reluarea abraziunii și distrugerea cordonului litoral etc. (fig. 6. 141).

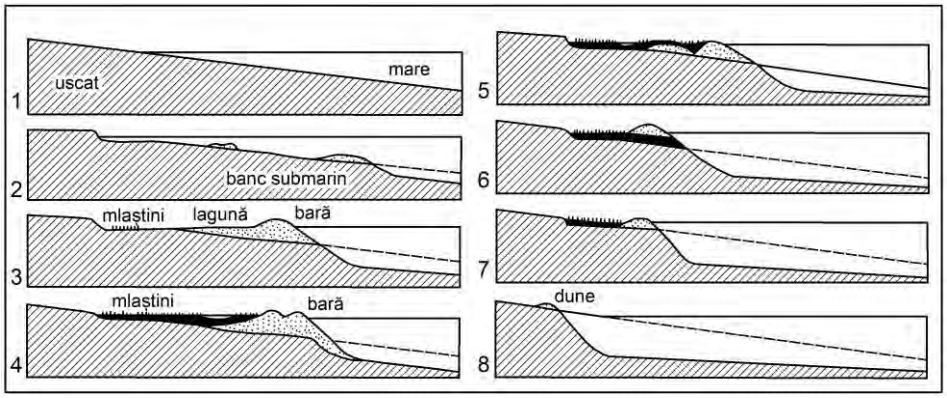


Fig. 6. 141. Evoluția țărmului lagunar: 1 – 3 formarea lagunei, 4 – 5 transformarea în mlaștină, 6 – 7 reluarea abraziunii și distrugerea cordonului, 8 – fază de dune (Johnson, 1919, citat de Tufescu, 1966, p. 396)

Țărmurile neutre le includ pe cele neafectate, timp îndelungat, de variații ale nivelului apei sau ale altitudinii uscatului. La o astfel de situație se poate ajunge în două cazuri (Rădoane et al., 2001): primul se referă la staționarea nivelului mării timp îndelungat, lucru care a favorizat o anumită atenuare a sinuozităților, promontoriile fiind puternic erodate și unite între ele prin intermediul cordoanelor litorale, în spatele cărora s-au format lagune; cea de-al doilea se întâlnește atunci când țărmul s-a format prin acumularea de materiale care ajung deasupra apei. În ultimul caz, raportat la agenții care transportă materialele și natura lor, se pot deosebi: țărmuri cu conuri aluviale, țărmuri deltaice, țărmuri vulcanice, țărmuri coraligene etc. (Rădoane et al., 2001).

Țărmul neutru este astfel construit în principal pe seama aporturilor continentale, de tip fluvial, vulcanic și biogen. Procesele din domeniul litoral au în

acest caz rol de distribuire a materialelor, umplând golfurile şi retezând promontoriile. Tendinţa este de realizare a unei linii de ţărm uniforme.

Din urmărirea tipurilor evolutive menţionate anterior se observă că tendinţa este de realizare a unui echilibru între abraziune şi acumulare. Abraziunea poate cuprinde vaste întinderi din uscat, la fel cum acumularea se desfăşoară pe suprafeţe considerabile ale domeniului maritim, şi astfel spaţii mari pot ajunge să fie netezite prin abraziune acumulare (Mac, 1976) (fig. 6. 139.).

Prin realizarea echilibrului între procese are loc şi o îndreptare a ţărmului. Ea se produce cu atât mai repede şi este mai uniform cu cât adâncimea mării la ţărm nu este prea mare şi cu cât rocile care alcătuiesc faleza sunt mai friabile (Posea et al., 1976).

Se poate concluziona că în lungul ţărmului există un domeniu geomorfologic aparte, în care apele oceanelor, mărilor şi lacurilor supun acţiunii lor uscatul (Cioacă, 2006).

6.4. RELIEFUL GLACIAR

Modelarea scoarţei terestre, de către apă, are loc chiar şi în condiţiile în care, ea se află în stare solidă. Rezultatul interacţiunii între hidrosfera aflată în stare solidă şi scoarţă este relieful glaciar. Importanţa acestuia rezidă şi din faptul că în prezent, aproximativ 12% din suprafaţa uscatului este acoperită de gheţuri şi zăpezi perene, la care se adaugă că în trecutul nu prea îndepărtat, o treime din uscat era acoperită de gheţari, ce au lăsat asupra scoarţei o amprentă geomorfologică inconfundabilă (Urdea, 2005).

Cei 12% din suprafaţa uscatului reprezintă 3,1% din suprafaţa Terrei (16,3 mil. km^2) teren pe care este stocat 2,93%, din volumul total de apă a Terrei, adică 32,9 mil. km^3, ceea ce reprezintă 75% din volumul de apă dulce al planetei (Urdea, 2005). Conform sursei citate, gheaţa de gheţar este neuniform răspândită, cea mai mare parte a ei fiind cantonată în Antarctica (91%, adică 30,1 mil. km^3 şi 13,6 mil. km^2) şi Groenlanda (8%, adică 2,6 mil. km^3 şi 1,726 mil. km^2), care împreună deţin 99%; restul de 1% se găseşte în Arhipelagul Nord-Canadian, Alaska, Arhipelagul Spitzbergen şi Nordaustlandet, America de Sud, Islanda, Europa, Asia, Africa, Noua Zeelandă etc.

Se observă din cele enumerate, că teritoriile unde gheţarii îşi fac simţită prezenţa sunt reprezentate de către cele circumpolare şi montane. Doar în aceste locuri este posibilă acumularea şi persistenţa zăpezii, transformarea ei în firn, din care se formează gheaţa de gheţar, care se acumulează de la un an la altul.

Limita zăpezilor persistente. Cerinţa de bază pentru formarea gheţarilor este menţinerea stratului de zăpadă de la un an la altul, pe fondul persistenţei temperaturilor negative ale aerului timp îndelungat.

Limita zăpezilor persistente reprezintă înălţimea medie mai sus de care, cantitatea de zăpadă este net superioară celei care se poate topi sub incidenţa razelor soarelui (Grecu, 1997). Valoarea ei diferă în funcţie de latitudine, altitudine, expoziţie, temperatura şi umiditatea aerului, cantitatea de precipitaţii, radiaţia solară etc.

Poziția limitei zăpezilor persistente suferă modificări și în timp, ea având variații diurne, lunare, anotimpuale, anuale și multianuale.

În teritoriile polare, limita zăpezii persistente depinde foarte mult de repartiția uscatului și a apei, cea din urmă prin temperatura sa, influențând foarte mult acumularea zăpezii în domeniul litoral. Când apele mărilor și oceanelor, din teritoriile polare au temperaturi de 0 ^{o}C sau sunt înghețate, limita zăpezilor persistente coboară la nivelul mării.

La 50 – 60^{o} latitudine, în emisfera sudică, limita zăpezilor persistente se află la 800 m, în timp ce în Emisfera Nordică ajunge la 2.050 m (Grecu, 2007). Diferențele sunt date de prezența Calotei Antarctice în emisfera Sudică și de predominarea suprafețelor acvatice, care sporesc umiditatea maselor de aer și implicit valorile cantităților de precipitații căzute sub formă de zăpadă.

În zona temperată și caldă rolul principal în localizarea limitei zăpezilor persistente îl are regimul termic și apoi precipitațiile.

La latitudini de 40 – 50^{o} limita zăpezilor persistente variază între 2.500 – 3.000 m, în funcție de expoziție și regimul precipitațiilor.

În zona caldă altitudinea maximă a acestei limite se înregistrează la tropice (5.100 – 5.300 m, cu un maxim de 6.300 m în Puna de Atacama, din America de Sud) și nu la Ecuator (4.600 m între 0 și 10^{o} latitudine nordică și 5.000 m între 0 și 10^{o} latitudine sudică) (Grecu, 1997, Rădoane et al., 2001).

Limita zăpezilor persistente este influențată semnificativ de modul cum relieful este expus față de domeniul litoral sau față de masele de aer umede. De exemplu, în vestul Munților Caucaz din vecinătatea Mării Negre ea variază între 2.900 și 3.400 m, pentru ca în estul lor, expus uscatului continental Euro-Asiatic să fie la 3.700 m; la fel se întâmplă și în cazul Munților Himalaya pe a căror versant sudic, datorită influenței musonului limita se află la 4.750 m, în timp ce pe versantul nordic, arid datorită expunerii spre deșerturilor asiatice, se află la 5.000 (Grecu, 2007).

Ghețarii se formează la altitudini mai mari decât limita zăpezilor persistente sau perene, motiv pentru care a fost propus termenul de **nivel de glaciație**, el reprezentând altitudinea critică necesară apariției ghețarilor (Rădoane et al., 2001). Alături de condițiile climatice această altitudine este influențată de morfologia locală și de expoziție.

În același timp nu trebuie uitat că limbile glaciare coboară mult sub nivelul zăpezilor persistente, îndeosebi atunci când sunt bine alimentate de către ghețar, pe fondul unui bilanț glaciar pozitiv.

Limita zăpezilor persistente, prin faptul că separă două domenii diferite, cel glaciar de la partea ei superioară și cel fluvial de la partea inferioară, este una din cele mai importante limite ale mediului.

Gheața de ghețar. În componența ei intră și alte elemente dintre care se remarcă: aer, apă lichidă, fragmente de rocă, cenuși vulcanice, fragmente de meteoriți, spori, polen, resturi de animale și plante (Urdea, 2005). Ea provine indirect

din precipitații, prin transformarea zăpezii și a cristalelor de gheață din atmosferă și, direct prin desublimare din vaporii de apă din aer, care în contact cu suprafața rece a ghețarilor se transformă în cristale de gheață care se depun sub formă de chiciură (Urdea, 2005). Microstructura gheții de ghețar este rezultatul direct al istoriei sale termomecanice (Schulson și Duval, 2009).

Formarea gheții de ghețar are loc atât prin supraimpunere cât și prin metamorfozarea zăpezii (Urdea, 2005).

Gheața de supraimpunere este rezultatul interacțiunii apei de topire cu ghețarii reci, pe suprafața cărora aderă. Ea se formează din apa care se topește vara din zăpezi.

Gheața rezultată prin metamorfozarea zăpezii reprezintă principala cale de formare a unui ghețar. Conversia fulgilor de zăpadă în gheață, prin topire și reînghețarea apei, are loc în funcție de condițiile termice, ea fiind mult mai rapidă în zonele calde, comparativ cu cele reci. Un rol important îl are și dinamica maselor de aer, vântul fiind cel care nu doar transportă zăpada pe distanțe considerabile, el contribuind și la compactizarea și creșterea densității ei (Urdea, 2005).

În depozitul de zăpadă, la adâncimi mai mari de 2 – 3 m, densitatea ei crește sub efectul rearanjării particulelor și a sintetizării lor (Schulson și Duval, 2009). În procesul de metamorfozare a zăpezii ea ajunge în condiția de **firn** sau **neve**. El reprezintă o zăpadă mai veche de un an, formată din grăunți de gheață, de dimensiuni apropiate, cu o densitate de 0,4 g/cm^3. Cu trecerea timpului dimensiunea cristalelor crește, ajungând la diametre de 20 – 30 cm. Pe fondul creșterii cristalelor are loc compactizarea, eliminarea aerului (din care mai rămân doar bule izolate), reducerea permeabilității și creșterea densității, toate acestea determinând formarea gheții de ghețar, care ajunge la densități de 0,8 – 0,9g/cm^3 (Urdea, 2005).

O importanță semnificativă în formarea gheții pure de ghețar, cea care are densitatea de 0,9 g/cm^3 o are presiunea; ea depinde de grosimea stratului de zăpadă și firn, precum și de adâncimea la care se află stratul de gheață.

În funcție de condițiile locale, adâncimea la care are loc trecerea firnului în gheață de ghețar și timpul necesar variază foarte mult. De exemplu, în platoul Ing din Groenlanda, la – 57 ^{o}C, adâncimea este de 160, iar durata de 3.500 ani, la ghețarul de ieșire Lehmann (Groenlanda), la – 30 ^{o}C, adâncimea este la 60 m, iar timpul de 400 ani, în aria Byrd din Antarctica, la – 28 ^{o}C, adâncimea de trecerea la gheață este de 65 m, iar durata de 200 ani, la ghețarul Seward din Alaska, în condițiile unui climat subpolar maritim, trecerea are loc la o adâncime de 13 m, într-un interval de 3 – 5 ani (Sharp, 1988, citat de Urdea, 2005). Toate acestea denotă că formarea gheții de ghețar este strâns legară și de temperatură, ea fiind mai rapidă în teritoriile cu temperaturi medii mai ridicate.

Gheața de ghețar se deosebește așadar de cea rezultată prin înghețarea apei, deoarece este stratificată și plastică, adică își poate modifica forma prin deplasare fără să se rupă sau să crape (Mac, 1976). Plasticitatea gheții de ghețar crește

proporțional cu presiunea straturilor acumulate și pe măsură ce temperatura masei de gheață se apropie de punctul de topire.

Formarea ghețarilor este condiționată de prezența obligatorie a două elemente climatice (Rădoane et al., 2001): temperaturi medii coborâte și o anumită cantitate de precipitații. Există multe teritorii cu temperaturi medii multianuale negative, dar pe care nu se formează ghețari deoarece precipitațiile sunt insuficiente, pentru acumularea unor cantități semnificative de zăpadă.

Noțiunea de ghețar. Un ghețar este un corp natural de gheață produs pe uscat, ce suferă o mișcare prin intermediul căreia are loc transferul gheții din aria de acumulare în cea de ablație (Sharp, 1988, citat de Urdea, 2005). În categoria ghețarilor se includ atât neve-urile permanente (de exemplu neve-ul Bradner din Alpii Scandinaviei, are 14 ha și o grosime de 20 – 25 m), cât și masele mari de gheață aflate în stadiu incipient de formare, denumite în trecut inlandsis (actualmente termenul este folosit ca echivalent al calotei glaciare) (Urdea, 2005). Autorul citat menționează că, în categorie ghețarilor nu este inclusă gheața formată din apele mărilor și oceanelor, care poate avea 3 – 4 m și care se poate prezenta fie sub forma pack-ului polar, fie sub forma unor bucăți plutitoare de diverse dimensiuni, denumite floes; nici gheața din substrat (ground ice) nu face parte din categoria ghețarilor.

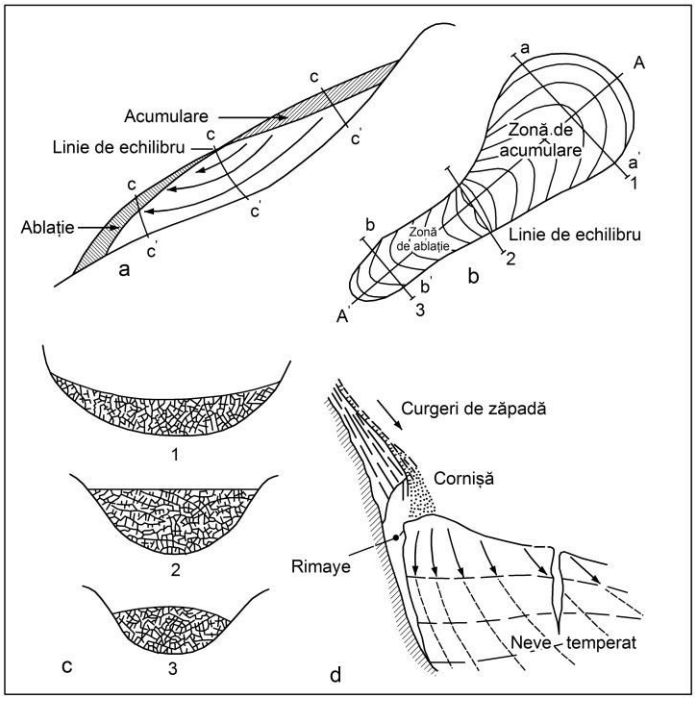


Fig. 6. 142. Elementele unui ghețar de vale: a – secțiune longitudinală, b – vedere în plan, c secțiune transversală (1, 2, și 3 secțiunile din b), d – rimaye, AA' – lungimea ghețarului, aa' – lățimea maximă, bb' – lățimea maximă, cc' – grosimea (Grecu, 1997, p. 77)

Elementele unui ghețar. Elementele ghețarilor și morfologia lor este rezultatul unei evoluții îndelungate. Dintre acestea se remarcă (Hubbard și Glasser, 2005): zona de acumulare, linia de echilibru, zona de ablație, fruntea ghețarului etc. (fig. 6. 142).

Zona de acumulare sau de alimentare reprezintă partea superioară a ghețarului. Ea poate avea aspect de dom, de platou, de vale sau de circ. Se mai numește și câmp de firn. La ghețarii de vale, tranziția de la zona de acumulare la cea de ablație se face prin intermediul unui prag glaciar (rock step), unde gheața formează o cascadă.

Linia de echilibru este cea care delimitează zona de acumulare de cea de ablație. În perimetrul ei bilanțul glaciar este nul (fig. 6. 143). Legat de aceasta este și *gradientul de echilibru*, care este definit ca rata de schimbare a balanței nete cu altitudinea, adică rata de scădere a ablației de la partea inferioară a ghețarului la linia de echilibru și rata de creștere a acumulării de la linia de echilibru la partea superioară a ghețarului (Hubbard și Glasser, 2005). Diferențe mari se înregistrează în acest sens între ghețarii maritimi, cu rate mari de acumulare și ablație, cum sunt cei din Noua Zeelandă, caracterizați de gradienți de echilibru ridicați, și ghețarii din partea centrală a continentelor, cu rate mici de acumulare și ablație, care au gradienți de echilibru scăzuți.

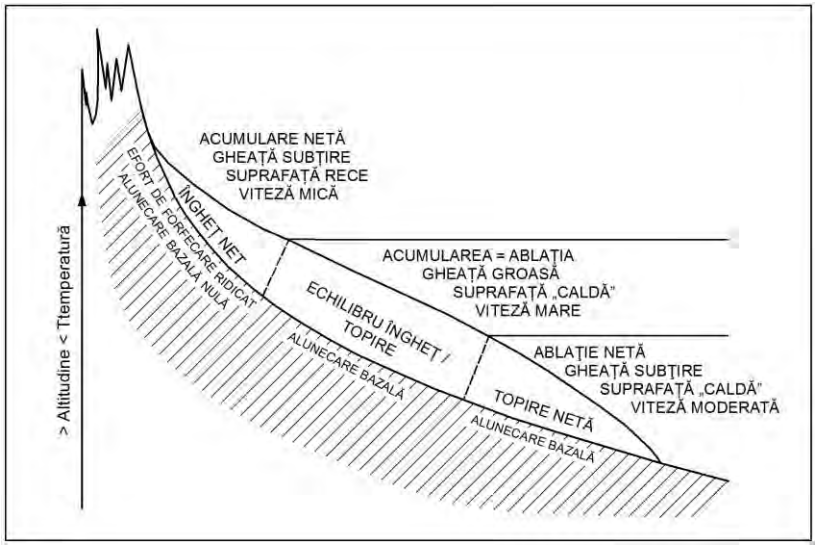


Fig. 6. 143. Modelul regimului termic al unui ghețar de vale (Drewry, 1986, citat de Urdea, 2005, p. 56)

Zona de ablație sau de topire, localizată în aval de zona de acumulare, este caracterizată de o ablație mai intensă decât acumularea. La ghețarii de calotă se află la periferia masei de gheață, iar la cei de vale se suprapune fie în totalitate limbii glaciare, fie doar părții inferioare a acesteia.

Fruntea ghețarului sau frontul reprezintă partea inferioară a ghețarului. El este rezultatul proceselor de retragere și de înaintare a ghețarilor. Sub aspectul diversității proceselor glaciare și geomorfologice de la nivelul lui, reprezintă elementul cel mai complex al unui ghețar. În funcție de tipul mediului în care se termină se disting două tipuri de frunți (Grecu, 1997):

- *frunte marină* – când ghețarul se termină în mediul acvatic; datorită dinamicii apelor din fruntea ghețarului se desprind iceberguri (fig. 6. 144);

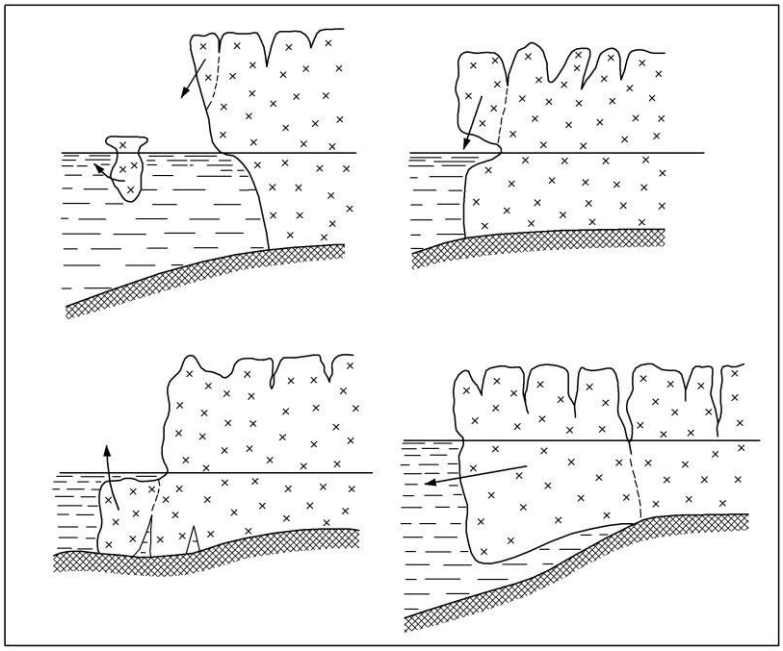


Fig. 6. 144. Fronturi marine – diferite moduri de evoluție (Lliboutry, 1965, citat de Grecu, 1997, p. 79)

- *frunte terestră* – când ghețarul se termină pe uscat; ea este specifică îndeosebi ghețarilor montani; la ghețarii caracterizați de o ablație puternică fruntea este teșită și acoperită cu materiale, pentru ca la cei care înaintează rapid, ea să fie abruptă; un tip deosebit în reprezintă frunțile suspendate, menținute deasupra stâncilor, din care datorită prezenței crevaselor se desprind bucăți de gheață denumite seracuri.

Alături de aceste elemente, în studiul ghețarilor se au în vedere și următoarele (Grecu, 2007):

- ***bazinul de recepție al ghețarului*** este delimitat prin unirea punctelor maxime de pe interfluviul ghețarului;

- ***lungimea ghețarului*** reprezintă distanța măsurată pe suprafața sa, între punctele de minimă și maximă altitudine, situate la cea mai mare distanță în direcția de curgere a ghețarului;

- ***lățimea ghețarului*** se măsoară perpendicular pe lungimea lui; pentru obținerea lățimii medii trebuie calculată lățimea maximă și lățimea minimă;

- ***grosimea ghețarului*** este distanța măsurată de la suprafața lui până la bază; ea poate avea valori maxime, minime sau medii.

Tipuri de ghețari. Spectrul formelor ce intră în componența reliefului glaciar este condiționat de tipul ghețarilor care au conlucrat la geneza lui.

Există diverse criterii de clasificare a ghețarilor, de la cele clasice care îi împart în ghețari de calotă (cu subtipurile antarctic, groenlandez, islandez, spitzberg) și ghețari montani (de circ, de vale, de podiș, de crater), cu numeroase tipuri și subtipuri, până la cele mai recente, mult mai obiective și complexe.

O clasificare complexă a ghețarilor a fost realizată în 1970 de către Serviciul de Monitorizare Mondială a Ghețarilor (Word Glacier Monitoring Service) din cadrul Asociației Internaționale a Științelor Hidrologice (IAHS) (IAHS, 1995, citat de Urdea, 2005), clasificare structurată astfel:

I. Clasificarea primară include:

- *calote continentale* (continental ice sheet) - ocupă suprafețe de talia continentelor;

- *câmp de gheață* (icefield) – masă de gheață de tip pânză sau cuvertură, care are o grosime insuficientă pentru acoperirea în totalitate a terenului;

- *bonetă de gheață* (ice cap) – masă de gheață sun formă de dom cu o curgere radială;

- *ghețar de ieșire* (outlet glacier) – ghețar de tipul celui de vale, care drenează o calotă glaciară, un câmp de gheață sau o bonetă de gheață, bazinul de recepție nefiind clar delimitat;

- *ghețar de vale* (valley glacier) curgeri de gheață de-a lungul unei văi cu bazin de recepție clar delimitat;

- *ghețari montani* (mountain glaciers) – cuprinde ghețari de circ, de nișă, de crater, ghețari suspendați, șorturi de gheață și alte elemente mai reduse ca suprafață și volum (fig. 6. 144);

- *glacieret și câmpuri de zăpadă* (glacieret and snowfield) – cuprind mase mici de gheață de formă nedefinită existente în excavații, pe patul râurilor, pe versanții protejați, care s-au format prin spulberarea zăpezii, avalanșe sau o acumulare masivă în ultimii ani; nu se caracterizează prin curgere și au o durată de cel puțin doi ani consecutiv;

- *ghețar de șelf* (ice shelf) – pânză de gheață flotantă, de grosime considerabilă atașată de țărm și alimentată de către ghețari; se adaugă și acumularea zăpezii și înghețul de suprafață, precum și cel bazal;

- *ghețar de pietre* (rock glacier) – sunt mase de debris care conțin diverse forme de gheață, care se deplasează conform pantei;

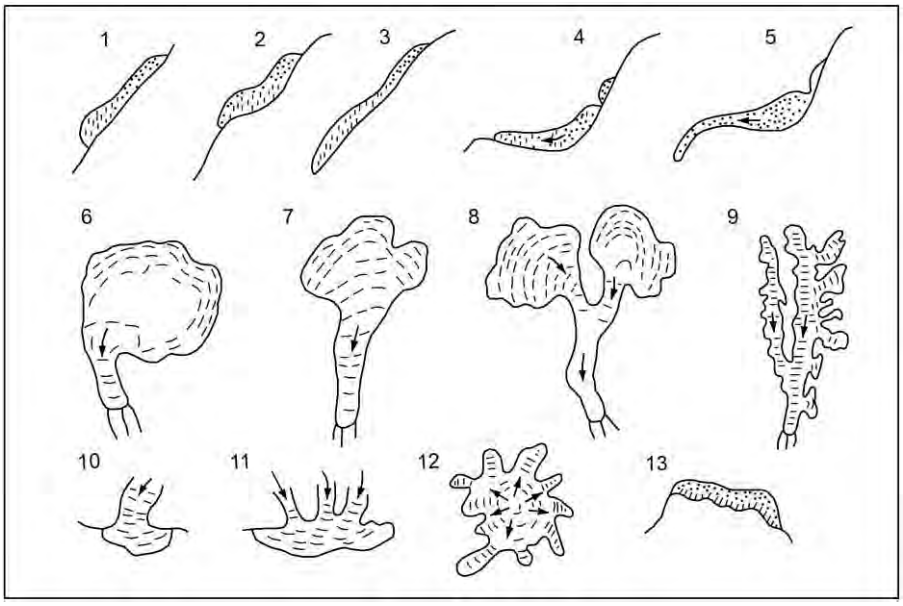


Fig. 6. 145. Tipuri de ghețari montani: 1 – ghețar suspendat, 2 – ghețar de nișă, 3 – ghețar de versant, 4 – ghețar de circ, 5 – ghețar de circ – vale, 6 – ghețar de depresiune, 7 – ghețar simplu de vale, 8 – ghețar complex de vale, 9 – ghețar dendritic de vale, 10 – ghețar cu extremitate largă, 11 – ghețar de piemont (la poala muntelui), 12 – ghețar de vârf – creastă conic, 13 ghețar de vârf aplatizat (Kotlyakov, 1994, citat de Urdea, 2005, p. 71)

II. Clasificarea după formă cuprinde:

- *ghețar de bazine compuse* (compoud basins) – se formează când doi sau mai mulți ghețari de vale confluează într-unul singur;

- *ghețar de bazin compus* (compoud basin) – se întâlnește când două sau mai multe bazine de acumulare alimentează un ghețar de vale;

- *ghețar de bazin simplu* (simple basins) – o singură arie de acumulare;

- *ghețar de circ* (cirque) – ocupă un cotlon separat, rotunjit, înconjurat de pereți, format pe versantul unui munte;

- *ghețar de nișă* (niche) – ghețar de mici dimensiuni ce ocupă o scobitură sau o mică depresiune pe un versant sau platou; este mai mic ca un ghețar de circ (fig. 6. 146);

- *ghețar de crater* (crater) – ocupă craterul unui vulcan stins sau adormit;

- *șorț de gheață* (ice apron) – masă de gheață neregulată și de mică grosime, care aderă la un versant sau o creastă montană;

- *ghețar de grup* (group) – un număr de mase similare de gheață aflate în proximă vecinătate, dar prea mici pentru a fi evaluate individual;

- *ghețar-rest* (remnant) – o masă mică de gheață, inactivă, părăsită de un ghețar în retragerea sa.

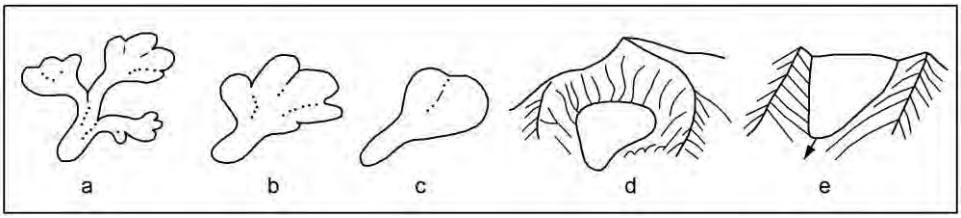


Fig. 6. 146. Tipuri de gheţari după formă: a – gheţar de bazine compuse format din gheţari de vale, b – gheţar de bazine compuse format din bazine de acumulare, c – gheţar de bazin simplu, d – gheţar de circ, e – gheţar de nişă (IASH, 1995, citat de Urdea, 2005, p. 68)

III. Clasificarea după caracteristicile frunţii:

- *gheţar de piemont* (piedmont) – câmp de gheaţă format într-o arie joasă prin expansiunea laterală a unuia sau mai multor gheţari concrescuţi (Fig. 6. 147);

- *gheţari de extindere de picior de munte* (expanded foot) – masă de gheaţă în formă de lob sau con formată în partea inferioară a unui gheţar, care scăpat fiind de constrângerea pereţilor, se extinde fără restricţie la piciorul versantului;

- *gheţar-lob* (lobed) – parte a unei calote glaciare sau bonete de gheaţă, care nu se califică în categoria gheţarilor de ieşire;

- *gheţar cu frunte fătătoare* (calving) frunte a unui gheţar suficient de extins în ocean, mare sau lac, pentru a produce iceberguri; cuprinde şi frunţile fătătoare din domeniul uscatului care pot fi recunoscute prin altitudinea redusă a gheţarului;

- *gheţar cu frunte de concreştere sau de sudare, necontributivă* (colescing, non-contributing).

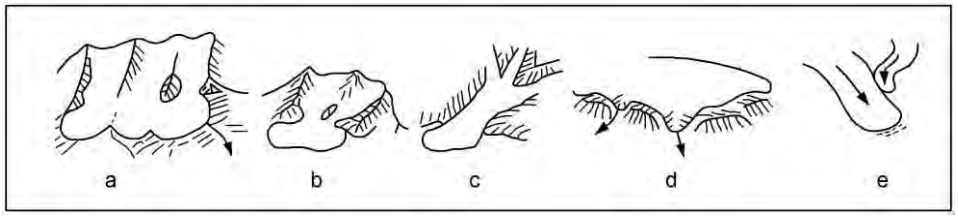


Fig. 6. 147. Tipuri de gheţari după caracteristicile frunţii: a şi b – gheţari de piemont, c – gheţari de extindere de picior de munte, d – gheţar – lob, e – gheţar cu frunte de concreştere (IASH, 1995, citat de Urdea, 2005, p. 69)

În continuare va fi prezentată şi clasificarea gheţarilor după **criteriul morfologic**, cel mai utilizat în literatura geomorfologică de specialitate (Urdea, 2005). Morfologia gheţarilor este în măsură să exprime şi să reflecte, tocmai interacţiunea dintre masa de gheaţă şi substratul, pe care ea repauzează (Sugden şi John, 1976, citaţi de Urdea, 2005).

După acest criteriu gheţarii se împart în două categorii: neconstrânşi de topografie şi constrânşi de topografie (fig. 6. 148).

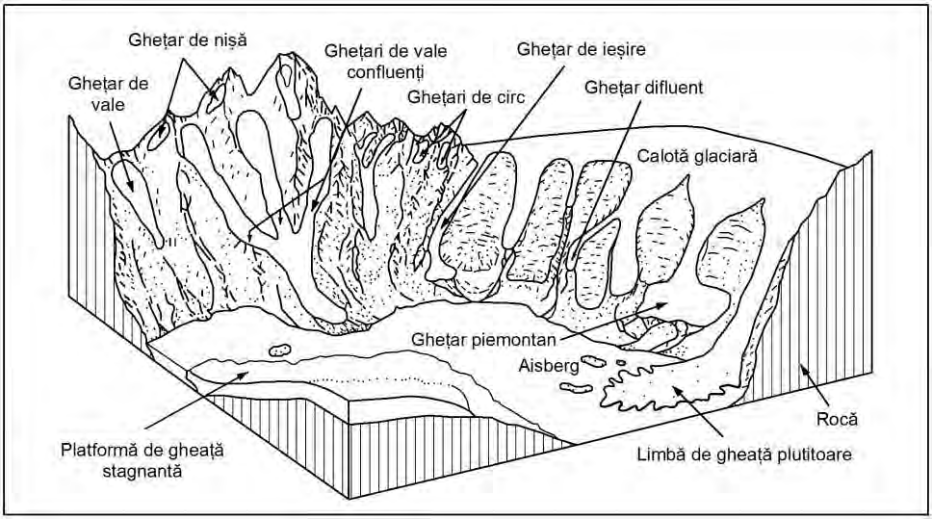


Fig. 6. 148. Principalele tipuri de gheţari (Selby, 1985, citat de Urdea, 2005, p. 67)

Gheţarii neconstrânşi topografic sau independenţi de topografie cuprind *„entităţile glaciare care se caracterizează prin faptul că se supraimpun topografiei de dedesubt, iar direcţiile de mişcare a gheţii reflectă în primul rând dimensiunile şi forma masei de gheaţă şi extrem de puţin specificul morfologic al suprafeţei pe care repauzează”* (Urdea, 2005, p. 70-71); se remarcă în acest sens calotele glaciare, gheţarii de şelf şi gheţarii de ieşire.

Calotele glaciare sunt formaţiuni care se ridică aproximativ simetric deasupra terenului pe care se dezvoltă, având aspect de calotă sferică, convexă în profil transversal, ca răspuns la caracteristicile de bază ale curgerii gheţii (Urdea, 2005). Sub aspect dimensional ele se împart în calote glaciare propriu-zise (cele de dimensiuni continentale) şi bonete de gheaţă. Limita dinte ele fiind după cei mai mulţi autori (Armstrong et al., 1973, Sugden şi John, 1976, citaţi de Urdea, 2005) suprafaţa de 50.000 km^2, deşi există opinii conform cărora limita trebuie stabilită la 10.000 km^2 (Drewry, 1986, citat de Urdea, 2005). Extremităţile sunt reprezentate de calota antarctică, care are 11.965.700 km^2, 4.200 m altitudine, grosimi frecvente de 3.000 m, respectiv boneta Laika de pe Insula Coburg din arhipelagul Nord-Canadian, care are doar 9,8 km^2 (Urdea, 2005). Elementele morfologice ale unei calote sunt domurile de gheaţă, acele zone distincte, extinse şi cu aspect aproximativ simetric (Ben şi Evans, 2010).

Gheţarii de şelf reprezintă pânze ample de gheaţă plutitoare, care îşi au originea în domurile de gheaţă şi care se remodelează în zonele litorale, îndeosebi din cauza propriei greutăţi (Urdea, 2005). Ei sunt specifici continentului Antarctica,

unde ocupă 44% din lungimea țărmurilor și 7% din suprafața gheții antarctice; reprezentativi sunt ghețarii de șelf Ross (536.070 km^2 și 1.100 m grosime), Amery, Shackleton, Filchner, Riiser-Larseninsen, Brunt etc. (Urdea, 2005). Ei pot avea o grosime minimă de 200 m (Ben și Evans, 2010).

Ghețarii de ieșire se formează datorită surplusului de gheață care se scurge marginal de pe calote (pot ajunge la lățimi de zeci de kilometri și lungimi de până la 700 km, așa cum este ghețarul Lambert, care alimentează ghețarul de șelf Amery); se mai numesc ghețari de evacuare sau ghețari emisari și constituie principala modalitate de descărcare a maselor de gheață de pe calote, care funcționează ca zone de alimentare (Urdea, 2005). Din ghețarii de ieșire se desprind cele mai multe iceberguri. Ei fac tranziția spre ghețarii constrânși de topografie.

Ghețarii constrânși de topografie îi includ pe cei *„a căror formă și direcție de deplasare sunt impuse de caracteristicile topografice ale reliefului cu care interacționează masa de gheață"* (Urdea, 2005, p. 86). Se evidențiază astfel ghețarii de platou și câmpurile de gheață, ghețarii de piemont, ghețarii de circ, ghețarii de vale, ghețarii de nișă, ghețarii de crater, carapacele de gheață, șorțurile de gheață, franjurile de gheață și ghețarii regenerați (ghețari căzuți sau glacierets).

Ghețarii de platou și câmpurile de gheață (icefields) se caracterizează printr-o suprafață relativ plană, uneori ușor bombată, cu o suprafață de peste 5 km^2, care datorită unei ușoare înclinări asigură o favorabilitate redusă pentru curgerea gheții (Urdea, 2005). Din aceste tipuri de ghețari se desprind râuri de gheață, care au o dispoziție radială și o formă asemănătoare cu cei de vale. Sunt specifici Munților St. Elias și Platoului Yukon din NV Canadei, precum și pe litoralul statului Alaska.

Ghețarii de piemont reprezintă mase de gheață situate în aria de contact a munților cu teritorii relativ plane de la marginea lor; ei se alimentează din ghețari de platou sau din bonete de gheață. Când masele de gheață ajung pe terenuri plane, datorită schimbării regimului curgerii, din curgere canalizată în curgere radiar divergentă, primesc aspectul unor lobi, pe care se pot observa liniile de curgere evidențiate de foliații (Urdea, 2005). Tipic este ghețarul Malaspina din Alaska, care are forma unui lob extins pe aproximativ 120 km; el are o suprafață de 3.800 km^2 și grosime maximă a gheții de 600 m (Urdea, 2005).

Ghețarii de circ sunt localizați în forme de relief cu aspect de amfiteatru, delimitate de pereți abrupți și stâncoși, localizate la partea superioară a unităților montane (creste sau margini ale unor platouri sau suprafețe de nivelare). Masa de gheață, care se formează preponderent din zăpada provenită de pe pereții circului, este separată de aceștia printr-o crăpătură denumită rimaye. Sunt specifici Munților Pirinei, de unde și denumirea de ghețari pirineeni.

Gheţarii de vale sunt mase de gheaţă care se scurg printr-o vale dominată de o parte şi de alta de abrupturi stâncoase, alimentate fiind de către un gheţar de platou sau de circ. Gheţarii de vale pot fi: simpli, compuşi şi complecşi (Urdea, 2005).

Gheţarii de vale simpli au o singură limbă glaciară care porneşte dintr-un gheţar de circ şi coboară până în zona de ablaţie (fig. 6. 149).

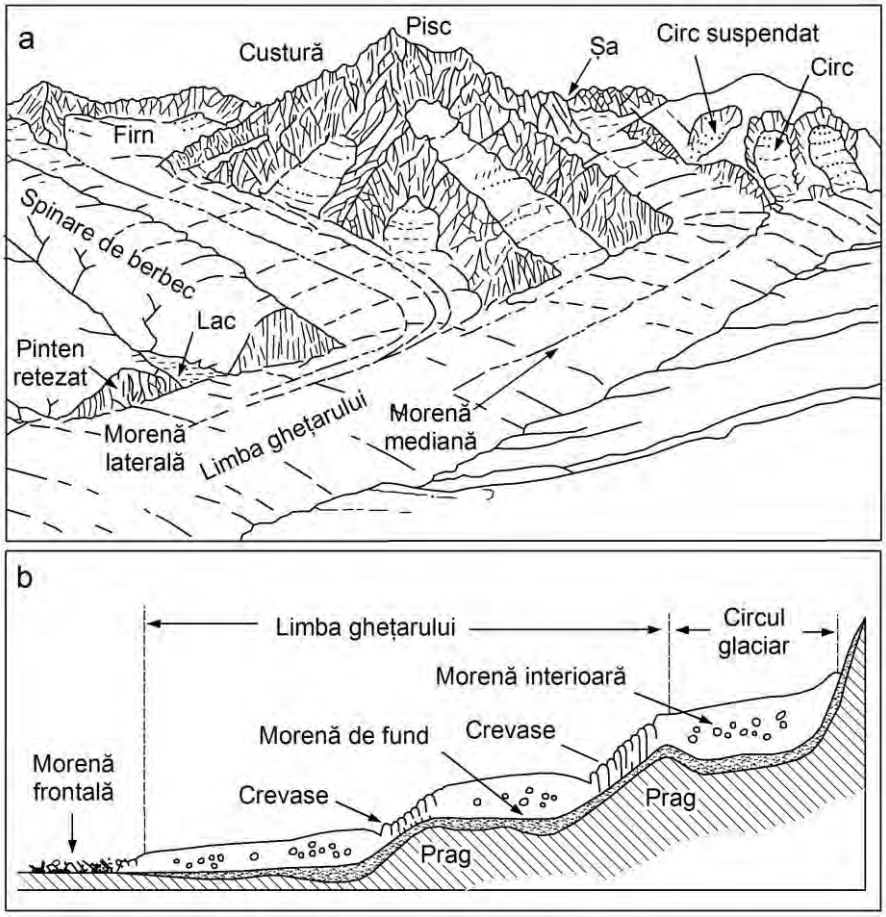


Fig. 6. 149. Morfologia montană glaciară: a – vedere panoramică, b – profil transversal (Grecu, 1997, p. 94)

Gheţarii de vale compuşi sau de bazin compus sunt alcătuiţi dintr-un ansamblu de mai mulţi gheţari de circ, al căror limbi glaciare confluează şi se deplasează apoi împreună. Se mai numesc şi de tip alpin, fiind caracteristici Munţilor Alpi, unde ating lungimi de peste 25 km (Gheţarul Aletsch 26,8 km).

Gheţarii de vale complecşi sau de bazine compuse se formează prin confluenţa mai multor gheţari de vale, rezultând o configuraţie dendritică; se mai numesc şi de tip himalayan. Pot ajunge la lungimi de peste 100 km aşa cum este în cazul Gheţarul

Bering (200 km), Hubbard din Alaska (120 km), Chitina din Munții St. Elias (88 km), Nabesna din Munții Vranghel (87 km), Fedcenko din Munții Pamir (62 km), Baltoro din Karakorum (62 km), Upsala din Munții Anzi (60 km), Gangotri din Himalaya (32 km) etc. (Urdea, 2005).

Ghețarii de nișa reprezintă mase mici de gheață adăpostite în excavațiile existente pe versanți (Urdea, 2005).

Ghețarii de crater se formează în craterele vulcanilor stinși sau adormiți, din care pot să pornească limbi de gheață, pe văile de tip barrancos.

Carapacele de gheață sunt mase de gheață cu aspect de cupole, care acoperă unele vârfuri montane rotunjite sau unele conuri vulcanice (Urdea, 2005). Din ele se pot forma șorțuri de gheață și limbi glaciare cu aspect de ghețari de vale sau de tip barrancos. Se remarcă în acest sens cupola de gheață ce acoperă Mount Rainier din SUA (4.395 m altitudine și 92 km^2), Pico de Orizaba din Mexic, Nevado de Tolima din Columbia, Cotopaxi din Ecuador etc.

Șorțurile de gheață se formează pe versanții munților de care atârnă ca niște șorțuri; au aspect de platoșă, cu grosimi nu prea mari (Urdea, 2005).

Franjurile de gheață sunt localizate la partea superioară a unor faleze de care atârnă ca niște franjuri (Urdea, 2005); sunt caracteristice pentru peninsula Antarctica.

Ghețarii regenerați reprezintă mase de gheață de dimensiuni modeste dezvoltate la piciorul unor abrupturi datorită căderilor periodice de gheață și zăpadă din partea superioară a abruptului, aflat în aria glaciară (Urdea, 2005).

Mișcarea ghețarilor. Pe măsură ce grosimea gheții crește și ajunge la valori de cel puțin 60 m, ea începe să fie antrenată într-o mișcare de tip curgere (Sharp, 1998, citat de Urdea, 2005). Curgerea gheții este posibilă, deoarece ea se comportă ca un corp solid-plastic, plasticitate care este pusă pe seama presiunii exercitate de masa de gheață, recongelării, deformării cristalelor datorită alunecărilor care au loc pe planurile de cristalizare etc. (Mac, 1986). Crăpăturile care apar la suprafața masei de gheață în mișcare se numesc crevase.

Deplasarea ghețarului este dependentă de grosimea gheții, panta substratului și regimul sau bilanțul local al gheții (Grecu, 1997).

Mișcarea gheții este descrisă de o ecuație generală în care viteza (V) sau mișcarea totală este suma dintre contribuția creep-ului (V_c) care afectează masa de gheață și contribuția alunecării bazale (V_a) la mișcarea generală a masei de gheață (Urdea, 2005):

$$V = V_c + V_a$$

Mișcarea prin creep. Deplasarea maselor de gheață se datorează în general forței de gravitației. Ea este cea care induce în toată masa ghețarului un creep, care se manifestă sub forma unei deplasări interne datorită propriei greutăți a masei de gheață (Urdea,

2005). Acestei mișcări i se opun forțele datorate fricțiunilor interne, precum și cele dinte talpa ghețarului și patul de rocă.

Creep-ul determină ca la partea bazală a masei de gheață să apară un stres bazal de forfecare, care este direct proporțional cu densitatea gheții, accelerația gravitațională, grosimea masei de gheață și panta suprafeței gheții (Urdea, 2005). Creep-ul care afectează cristalele individuale determină deformarea lor, astfel încât, deformarea bazală se caracterizează printr-o rată de solicitare în continuă creștere (Schulson și Duval, 2009).

Mișcarea ghețarilor este influențată și de variațiile de masă, care sunt rezultatul diferențelor dintre acumulare și ablație, cele care alcătuiesc **bilanțul glaciar**. Acesta din urmă, denumit și bugetul de masă se referă la raportul dintre intrările și ieșirile de gheață, firn, zăpadă și apă dintr-un ghețar, exprimate în echivalent apă (Sugden și John, 1976, citați de Urdea, 2005). Altfel spus, bilanțul glaciar definește câștigurile și pierderile de masă ale unui ghețar (Ben și Evans, 2010). Acumularea cuprinde toate procesele și căile prin care se adaugă materie unui ghețar (precipitații sub formă de zăpadă, avalanșe, zăpadă adusă de către vânt pe suprafața ghețarului, chiciură, apă lichidă care îngheață la contactul cu ghețarul etc.). Ablația include topirea propriu-zisă, evaporarea, sublimarea, spulberarea zăpezii de către vânt, desprinderea de iceberguri etc. (Urdea, 2005).

Pornind de la bilanțul glaciar, echilibrul ghețarilor se urmărește între perioada de masă minimă a unui an și masa minimă din anul următor, adică de la sfârșitul sezonului de ablație dintr-un an, până la sfârșitul sezonului de ablație din anul următor (Hubbard și Glasser, 2005). Autorii citați menționează că, o astfel de generalizare maschează variațiile de volum și de suprafață din cursul anului. De exemplu, acumularea de zăpadă în partea superioară a unui ghețar, determină schimbarea morfometriei; ea atrage după sine modificarea grosimii și a pantei, fapt care va conduce la o sporire a stresului de mișcare, iar legat de acesta creșterea vitezei și sporirea descărcării glaciare (Urdea, 2005).

Alunecarea bazală este unul dintre procesele glaciologice fundamentale care se manifestă prin contact direct cu patul de rocă, prin cavitație și prin intermediul unei pelicule de apă (Urdea, 2005).

Alunecarea prin contact direct cu patul de rocă are loc prin două mecanisme (Weertman, 1957, citat de Urdea, 2005): topire și recongelare (are loc în dreptul protuberanțelor din patul glaciar, care depășesc 1 m înălțime, unde datorită presiunilor care se formează gheața, se topește înainte de ele și reîngheață după ce le depășește) și prin creep bazal suplimentar.

Alunecarea cu cavitație se manifestă atunci când stresul de întindere, determinat de curgerea gheții, depășește ca valoare presiunea criostatică normală, astfel încât ghețarul pierde contactul cu patul de rocă în partea din aval a unui

obstacol (Van der Veen, 1999). În aval de obstacol se formează o cavitație care uneori poate fi umplută cu apă.

Alunecarea pe o peliculă de apă este specifică gheţarilor temperaţi, la care prezența apei în masa de gheață este în funcție de fricțiunea bazală și căldura de efort (Urdea, 2005). De obicei apa bazală, care înlesnește alunecarea, se prezintă sub forma unei pelicule subțiri.

În concluzie, gheața se deformează în principal prin alunecarea materialelor dislocate pe planul bazal, iar multiplicarea dislocării are loc prin alunecarea transversală a materialelor, pe planurile prismatice și/sau prin urcarea dislocărilor bazale (Schulson și Duval, 2009). Se sugerează că deformările marginale formate în planurile prismatice prin procesul de alunecare, pot acționa ca obstacole în calea alunecării materialelor pe planul bazal (Schulson și Duval, 2009).

Viteza de mișcare a gheţarilor este strâns legată de condițiile în care are loc deplasarea lor. Ea este în funcție de variațiile bilanțului glaciar și de caracteristicile patului de rocă, pe care are loc deplasarea.

Vitezele de deplasare diferă între sectorul de acumulare și cel de ablației; la cel din urmă vitezele sunt mai mari. De asemenea, vitezele diferă și în profil transversal, ele fiind mai mari în partea centrală comparativ cu marginală. De exemplu, la un gheţar alpin cu o lungime de 5 – 15 km, viteza este de câțiva metri pe an în sectorul de acumulare, de 10 – 30 m/an în sectorul mijlociu și de până la 100 m/an în cel de ablație (Urdea, 2005).

În funcție de viteză gheţarii au fost clasificați în felul următor: *gheţari începeți* (viteze medii sub 5 m/an) (Etzelmuller et al., 1993), *gheţari normali* (viteze între 10 și 100 m/an) și *gheţari rapizi* (cu viteze de peste 100 m/a, care pot ajunge și la 1.000 m/an) (Benn și Evans, 2010).

Vitezele de mișcare a gheţarilor au fluctuații sezoniere datorită unor cicluri climatice. La partea inferioară a unui gheţar, în timpul verii, are loc o sporire a vitezei cu 10 – 15% datorită prezenței în exces a apelor de topire bazală, pentru ca la partea superioară, unde are loc alimentarea lui viteza să crească în timpul iernii, ca urmare a unui bilanț de masă pozitiv, dat de zăpada acumulată (Urdea, 2005).

Alături de mișcările uniforme, care se înscriu unor valori medii, gheţarilor le sunt caracteristice și mișcări mai rapide, cunoscute sub numele de răbufnirea gheţarilor (*surging glacier*, de la engl. *surge* = răbufnire). Răbufnirea este un fenomen ce constă în accelerarea abruptă a curgerii gheţarilor, însoțită de o dramatică mișcare de înaintare a frunții gheţarilor (Kotlyakov și Smolyarova, 1990, citați de Urdea, 2005). Aceste mișcări le permit gheţarilor să parcurgă distanțe mari în timp scurt, după ce anterior au stagnat ori s-au deplasat cu viteze reduse (normale). De exemplu, s-au înregistrat și viteze de 350 m/zi, sau chiar mai mari, așa cum a fost în cazul Gheţarului Kutiah din Karakorum, care în timpul răbufnirii din 1953, a avansat 12 km în două luni (Urdea, 2005).

6.4.1. Procesele geomorfologice glaciare

Datorită transferului care are loc din zona de acumulare spre cea de ablație, masa de gheață, prin dinamica ce o caracterizează, începe să exercite o acțiune de modelare a substratului, determinând formarea unui relief glaciar. Modelarea glaciară execută o triplă acțiune: eroziune, transport și acumulare.

6.4.1.1. Eroziunea glaciară

Ea este procesul general de roadere și îndepărtare a rocilor patului glaciar de către un ghețar (Kotlyakov și Smolyarova, 1990, citați de Urdea, 2005). Pentru indicarea eroziunii glaciare se folosește și termenul de exarație.

Mecanismele eroziunii glaciare sunt condiționate de o serie de variabile (Grecu, 1997): stadiul de evoluție a masei de gheață, variațiile bilanțului glaciar, localizarea potențialului optim al eroziunii în masa ghețarului, caracteristicile morfologice ale substratului actual sau preexistent modelării glaciare.

Rata eroziunii glaciare este dependentă de o serie de variabile, ce țin de masa de gheață, patul de rocă și geometric canalului pe care ale loc deplasarea (Sugden și John, 1976, citați de Urdea, 2005).

Eroziunea glaciară fiind un proces geomorfologic complex implică următoarele: falimentul patului glaciar, abraziunea glaciară, detracția glaciară și acțiunea modelatoare apelor de topire.

Falimentul patului glaciar implică pe de o parte fracturarea și zdrobirea rocilor, iar pe de alta evacuarea lor.

Fracturarea rocilor poate avea loc sub propria greutate a masei de gheață, cu deosebire atunci când contactul dintre talpa ghețarului și patul de rocă, are loc prin intermediul unor fragmente de rocă, care vor sporii și ele creșterea presiunii; acest lucru este dovedit de prezența pe patul glaciar a unor elemente micromorfologice de tipul crăpăturilor, ciupiturilor, nișelor de scobire etc. (Urdea, 2005). Conform autorului citat, răspunsul rocii la presiunea exercitată de ghețar depinde de o serie de variabile, dintre care se remarcă: geometria, orientarea și continuitatea discontinuităților preexistente (fisuri, falii, planuri de stratificare), fricțiunea în lungul acestora; gradul de meteorizație; prezența materialului de umplutură și proprietățile lui; prezența apei și dinamica ei; existența unor cicluri de supraîncărcare.

Patul de rocă fiind supus unor ample variații de presiune, asociate desfășurării unor cicluri de încărcare, are loc o dezvoltare progresivă a rețelei de fisuri, însoțită de o slăbire a rocii, astfel încât se deschide calea îndepărtării acelei părți a patului

glaciar (Urdea, 2005). Înseamnă că în momentul în care rezistența la fracturare a fost depășită de intensitatea factorului de stres, are loc falimentul patului glaciar.

Evacuarea rocilor zdrobite și fracturate începe o dată cu slăbirea patului de rocă, prin fracturare și zdrobire, ea făcând legătura între eroziunea și transportul glaciar. Alături de evacuarea sfărâmăturilor prin intermediul masei de gheață (antrenare glaciară), ele mai pot fi evacuate și de către apele de topire (Urdea, 2005).

Abraziunea glaciară se referă la erodarea patului de rocă prin zgâriere și șlefuire (detersie) de către sfărâmăturile existente pe talpa ghețarului (Urdea, 2005). Autorul citat menționează că, ea este în funcție atât de duritatea rocilor care alcătuiesc patul glaciar, cât și de particulele prinse pe talpa ghețarului, care sunt caracterizate de anumite proprietăți fizico-mecanice: duritate, rezistență la lovire, zgâriere și zdrobire, rugozitatea tălpii ghețarului și a patului de rocă (fig. 6. 150).

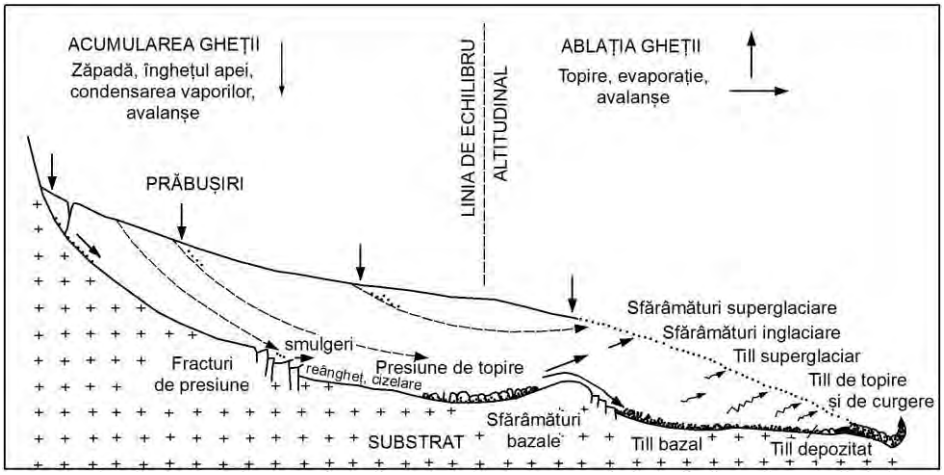


Fig. 6. 150. Procesele care acționează în interiorul și la suprafața ghețarilor (Selby, 1985, citat de Mac, 1996, p. 220)

Rezultatul unui astfel de contact, care implică și frecarea, este eroziunea patului glaciar într-o manieră specifică denumită șlefuire glaciară; în urma ei se formează atât o suprafață șlefuită, cât și produse ale șlefuirii, de regulă de dimensiuni reduse, de unde și denumirea de făină glaciară sau de ghețar pe care o primesc.

Un element important care influențează abraziunea este grosimea gheții (fig. 6. 151), ea mărind eficacitatea abraziunii prin presiunea pe care o exercită asupra clastelor de la nivelul contactului talpa ghețarului – patul de rocă (Urdea, 2005).

Detracția glaciară este mecanismul de rupere a unor bucăți de rocă din patul glaciar; termenul provine de la lat. detrahere = smulgere (fig. 6. 152). Un rol important în procesul de detracție îl are pe de o parte presiunea apei din cavitățile subglaciare (Kavanaugh și Klarke, 2000, citați de Urdea, 2005), iar pe de altă parte variația presiunii apei din fisurile rocii, aflată în imediata apropiere. Cel mai ușor de

îndepărtat sunt fragmentele de care gheața aderă, din cauza funcționării lor ca petece reci, datorită efectului Robin (transfer de căldură care are loc dinspre substrat, care devine mai rece, spre masa de gheață, pentru a echilibra căldura pierdută în condițiile expulzării apei prin topirea gheții; a fost propus de către Robin în 1976), astfel încât deplasarea ghețarului va determina smulgerea de fragmente de rocă de pe patul glaciar (Urdea, 2005).

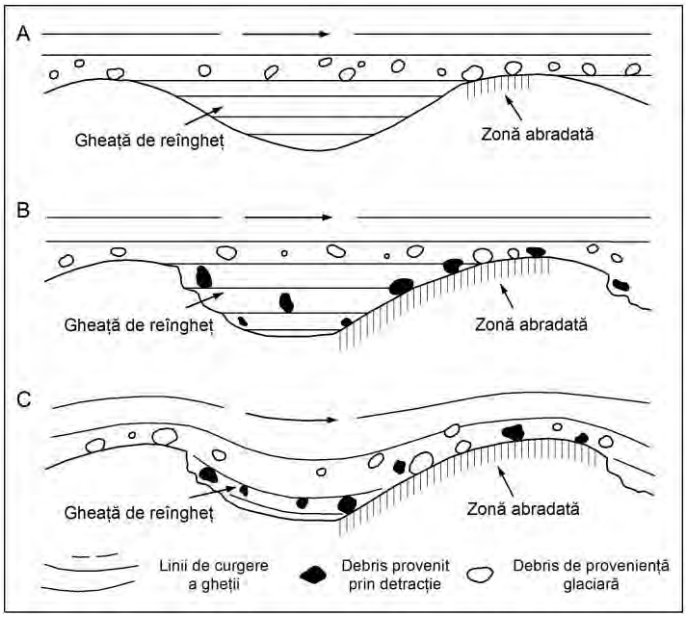


Fig. 6. 151. Modele ale desfășurării abraziunii: a – modelul Shoemaker (1988) al alunecării dominată de reîngheț, B – modelul lui Hallet (1979) al alunecării dominată de reîngheț, C – modelul lui Hallet (1979, 1981) al alunecării și deformărilor sporite vâscoase și reîngheț (Ben și Evans, 1998, citați de Urdea, 2005, p. 184)

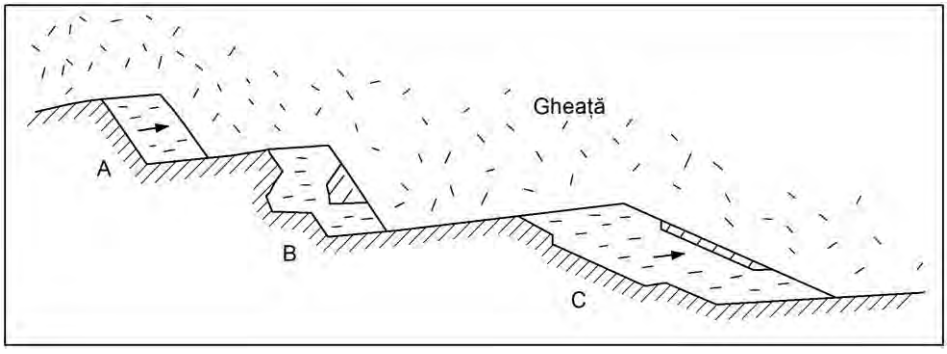


Fig. 6. 152. Detracția glaciară în: A – cavitate activă afectată de efectul ridicării hidraulice, B – o cavitate pasivă afectată de efectul Robin, C – o cavitate afectată de îngheț și de forța motrice a presiunii apei (Benn și Evans, 1998, citați de Urdea, 2005, p. 187)

Acțiunea modelatoare a apelor de topire prezintă importantă, deoarece ele se caracterizează atât prin viteze mari de deplasare, cât și printr-o cantitate semnificativă de materiale pe care le transportă. Ea se manifestă prin eroziune mecanică și chimică (Urdea, 2005).

Eroziunea mecanică a apelor de topire are loc prin coraziune glaciară, cavitație (este rezultatul diferențelor de presiune, care se manifestă sub forma unor bule microscopice de gaze care se sparg în apropierea patului glaciar), solicitarea fluidului și antrenarea particulelor din paturile slab coezive.

Eroziunea chimică a apelor de topire este în funcție de pH, cantitatea de gaze dizolvate (îndeosebi CO_2), temperatură, presiune, turbulentă, conținut de sedimente fine prin intermediul cărora se mărește suprafața de contact și gradul de reactivitate (Ben și Evans, 2010). Autorii citați menționează că aceste ape acționează prin dizolvare, schimb cationic și carbonatare.

Intensitatea proceselor de eroziune glaciară este influențată de duritatea rocilor, gradul de fisurare și diaclazare a lor, formele de relief pe care este suprapus ghețarul (Grecu, 1997).

Formele diverse în care se manifestă eroziunea glaciară a condus la formularea mai multor **legi** specifice (Posea et al., 1976, Mac, 1986):

- eroziunea glaciară are loc în sens longitudinal și lateral, aspect evidențiat de profilul văilor glaciare;
- eroziunea glaciară nu tinde către un profil de echilibru, deoarece nu se raportează la un nivel de bază;
- eroziunea glaciară este influențată direct de masa de gheață, declivitatea substratului și volumul materialelor morenaice pe care le antrenează;
- eroziunea glaciară se manifestă diferențiat și selectiv, în raport de elementele componente ale ghețarului, de alcătuirea și structura patului glaciar, de prezența sau lipsa apei de topire, precum și de prezența fenomenului de recongelare de la baza versantului.

6.4.1.2. Transportul glaciar

Alături de eroziunea și acumularea pe care o realizează, ghețarii transportă cantități impresionate de materiale, fiind o verigă importantă a cascadei sedimentelor din teritorii situate la mare altitudine și la latitudini superioare (Kirkbride, 1995, citat de Urdea, 2005). Materialele transportate de către ghețari sunt cele prin intermediul cărora aceștia modelează patul pe care se deplasează, determinând geneza formelor de eroziune glaciară. De asemenea, același sedimente sunt cele care intră ulterior în componența formelor de acumulare glaciară.

Transportul sedimentelor diferă în funcție de principalele proprietăți ale gheții: densitatea, temperatura și vâscozitatea.

În cadrul complexului proces de transport glaciar se deosebesc mai multe etape sau faze (Urdea, 2005): antrenarea sedimentelor glaciare, transportul sedimentelor glaciare, migrația sfărâmăturilor.

Antrenarea sedimentelor glaciare reprezintă procesul de încorporare a sfărâmăturilor şi altor materiale în masa unui gheţar (Drewry, 1986, citat de Urdea, 2005). În cadrul acesteia, conform autorului citat, se face distincție între antrenarea subglaciară (de la partea inferioară a masei de gheață), supraglaciară (de pe suprafața gheţarului) şi englaciară (termenul de englaciar se referă la condițiile din interiorul unui gheţar) (fig. 6. 153).

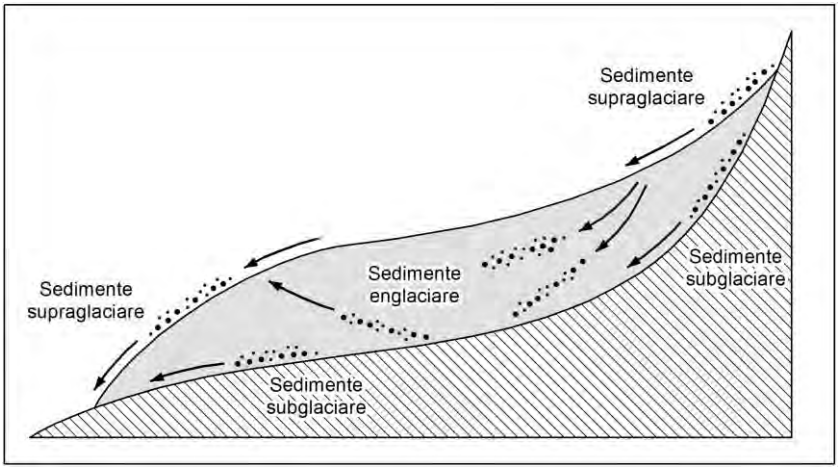


Fig. 6. 153. Transportul sedimentelor de către gheţar (Summerfield, 1991, citat de Huggett, 2003, p. 216)

Antrenarea subglaciară include materialele rezultate din falimentarea patului glaciar, care pot fi antrenate de către pelicula de apă subglaciară (cele cu diametru mai mic de 200 microni) şi de către apele ce curg în canale subglaciare (cele mai grosiere) (Urdea, 2005). Autorul citat notează în continuare că, majoritatea teoriilor referitoare la antrenarea subglaciară se referă la mecanismele de topire şi îngheţ, alături de care se remarcă acumularea de gheață şi sfărâmături, încorporarea de blocuri şi încălecarea de noi spații.

Antrenarea englaciară are loc în special la nivelul rimayelor, pe unde pătrund în masa de gheață materialele provenite de pe peretele din spatele circului, care ulterior sunt încorporate în zonele profunde ale gheţarilor (Urdea, 2005).

Antrenarea supraglaciară este specifică îndeosebi gheţarilor de circ şi de vale, caz în care materialele antrenate pe suprafața lor provin de pe versanți şi pereții circurilor, prin intermediul rostogolirilor, surpărilor, căderilor libere, avalanşelor, torenților etc (fig. 6. 154). Prin intermediul crevaselor, materialele de pe suprafața gheţarilor ajung în interiorul acestora, unde sunt transportate în mediul englaciar.

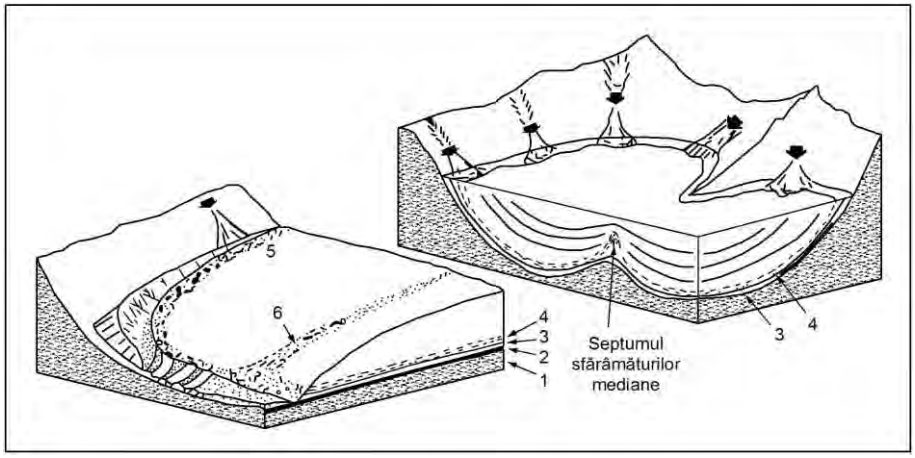


Fig. 6. 154. Geometria și terminologia sistemului de transport a unui ghețar montan: 1 – patul de rocă; 2 – till adăpostit; 3 – zona transportului bazal, 4 – septumul sfărâmăturilor paralele patului, 5 morena supraglaciară laterală, 6 – morena supraglaciară mediană (Boulton și Eyles, 1979, citat de Urdea, 2005, p. 256)

Distribuția materialelor transportate de către ghețari, indiferent de modul cum au fost antrenate, se poate urmării la nivelul traiectoriei pe care o urmează particulele ce provin din diverse surse. Astfel, într-un ghețar traseele pe care le urmează materialele antrenate exprimă de fapt raporturile destul de schimbătoare dintre transport, antrenare și depozitare (Urdea, 2005).

Transportul sedimentelor glaciare are loc la baza ghețarului, în interiorul masei de gheață (transport englaciar) și la suprafața acesteia.

Transportul bazal al sedimentelor glaciare are loc pe o grosime de câțiva metri, reflectând atât antrenarea sfărâmăturilor de la baza ghețarului, cât și concentrarea debrisului de proveniență englaciară prin topirea bazală, el ajungând astfel pe interfața talpa ghețarului – patul de rocă (Kirkbride, 1995, citat de Urdea, 2005). O contribuție semnificativă în transportul bazal al sedimentelor glaciare îl au torenții subglaciari, fapt care determină ca sedimentele să sufere o fasonare de tip fluvial (fig. 6. 155), în urma căreia crește gradul de rotunjire a materialelor transportate (Urdea, 2005).

Transportul englacial al sedimentelor se caracterizează prin concentrații foarte scăzute ale debrisului, valorile fiind de sub 1% (Urdea, 2005). Și în acest caz un rol important în transportul materialelor îl au torenții englaciari.

Transportul de suprafață se face remarcat prin prezența morenelor mediane, continuitatea lor indicând pe de o parte volumul, iar pe de alta periodicitatea aportului cu sfărâmături de pe versanții văilor și pereții circurilor glaciare (fig. 6. 156). Morenele mediane se formează fie prin alăturarea morenelor laterale în urma confluenței a doi ghețari, fie prin menținerea materialelor la suprafață și în partea

superioară a masei de gheață (Urdea, 2005). Alături de transportul efectuat de către masa de gheață, la partea superioară a acesteia acționează și torenții de suprafață.

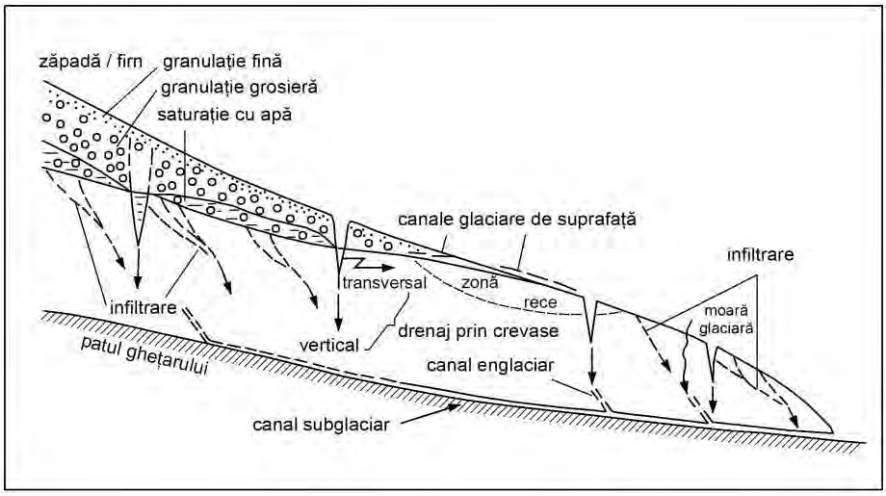


Fig. 6. 155. Rețeaua de drenaj a unui gheţar (Menzies, 1995, citat de Urdea, 2005, p. 141)

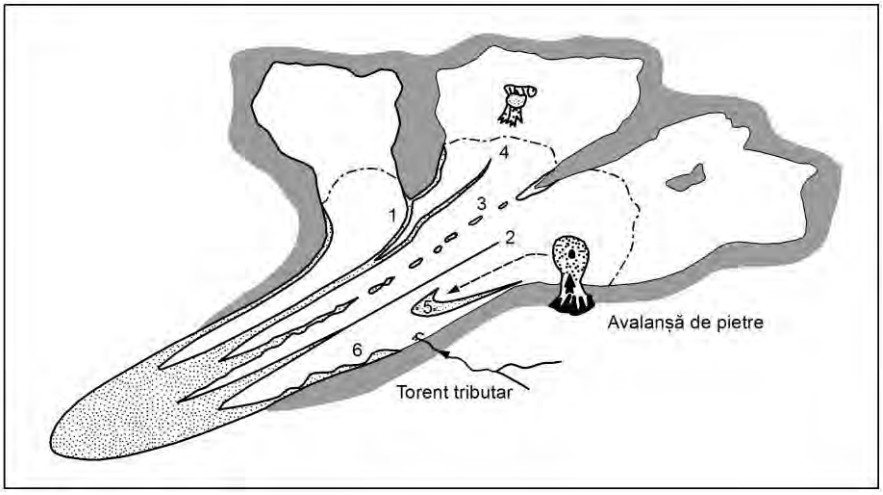


Fig. 6. 156. Schema ideală a morenelor asociate sistemului superior de transport: 1 – morenă mediană de confluență; 2 – morenă dominant ablațională; 3 – morenă perlată (alimentată de avalanșe), 4 – morenă alimentată prin migrația spre suprafață; 5 – debris de avalanșe, 6 – sfărâmături proluviale (torențiale) (Kirkbride, 1995, citat de Urdea, 2005, p. 264)

Migrația sfărâmăturilor face referire la schimbarea poziției materialelor transportate de către gheţari, deosebindu-se în acest sens atât o migrație laterală (are importanță pentru schimbarea concentrației și modificarea grosimii sedimentelor, ea

fiind datorată denivelărilor existente în patul glaciar), cât și una verticală (Urdea, 2005). Alături de schimbarea poziției are loc și o modificare a granulometriei materialelor și a orientării lor în funcție de dinamica locală a masei de gheață.

6.4.1.3. Acumularea glaciară

Materialele antrenate și transportate de către ghețari ajung să fie sedimentate, atât în sectorul de ablație, cât și în cel de echilibru sau de acumulare.

Caracteristicile procesului de acumulare glaciară, reflectat în caracteristicile sedimentelor, este influențat de o serie de variabile dintre care se remarcă următoarele: localizarea față de masa de gheață, locul și modul de acumulare, dinamica masei de gheață și particularitățile hidrologice ale ghețarului.

Urmărite în profil vertical materialele din cadrul ghețarilor prezintă diferențieri în funcție de poziția pe care o au.

Materialele existente în gheața bazală sunt dispuse în *două faciesuri* (Lawson, 1979, citat de Urdea, 2005): inferior stratificat și superior dispers.

Faciesul stratificat este alcătuit atât din materiale concordante, cât și neconcordante sau intercalate. Straturile care le conțin se pot reduce la simple lentile sau îngrămădiri haotice de materiale, la care se adaugă părți mai omogene preluate din patul glaciar și amestecate cu materiale provenite din gheața bazală.

Faciesul dispers reprezintă suspensia fină caracteristică gheții de chihlimbar (amber ice). Aceasta din urmă se remarcă prin nuanțe distinctive de galben, aspect masiv, prezența suspensiilor fine și a soluțiilor în matricea de gheață în curs de topire (Anderton 1974, citat de Mager et al., 2009). În faciesul dispers pot să apară și benzi subțiri, formate din elemente foarte fine.

Materialele existente în masa de gheață și la suprafața acesteia prezintă diferențieri între ghețarii montani și cei de calotă.

În cazul ghețarilor montani tipul materialelor este influențat de modul cum au fost antrenate și transportate, motiv pentru care predomină sedimente angulare supuse anterior meteorizației, de unde și slaba orientare preferențială (fig. 6. 157), pe fondul existenței inclusiv a unor resturi organice de floră și faună (Urdea, 2005). La ghețarii montani pot exista areale în care suprafața să fie ocupată în proporție de 40 – 80% cu sfărâmături, caracteristici fiind ghețarii negri din Munții Anzi (Lliboutry, 1998, citat de Urdea, 2005).

Calotele glaciare prezintă sedimente îndeosebi în sectoarele marginale, unde sunt străpunse de nunatak-uri sau sunt vulcani activi care furnizează cenuși, lapili, bombe vulcanice etc., în urma erupțiilor.

Pentru indicarea produselor acumulării glaciare se utilizează îndeosebi termenii de till și morenă. Termenul de till indică depozite care pot fi analizate după tehnici sedimentologice, motiv pentru care este utilizat îndeosebi de către geologi, în timp ce termenul de morenă este preferat de către geomorfologi și geografi,

indicând depozite de acumulare glaciară care se remarcă printr-o expresie independentă a suprafeței sale (Sugden și John, 1976, citați de Urdea, 2005).

Materialele transportate de gheţari îşi modifică proprietăţile în funcţie de locul unde se acumulează (în domeniul subaerian sau sub ape).

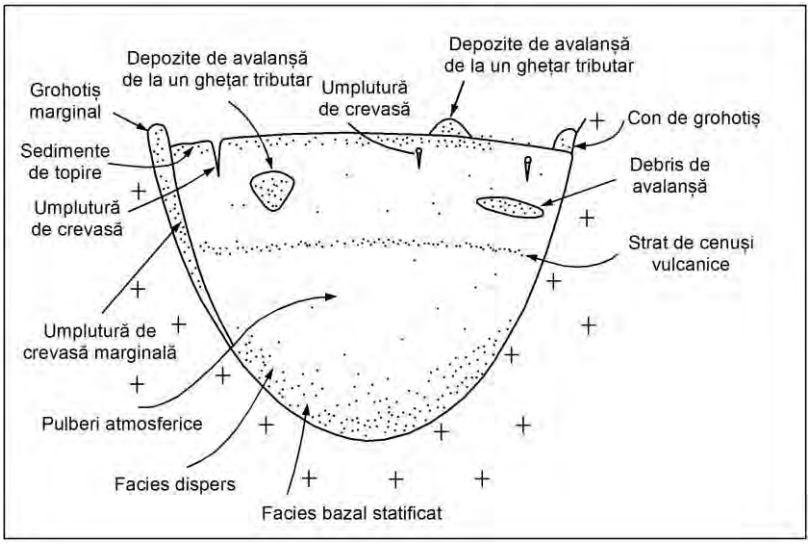


Fig. 6. 157. Modelul general al dispunerii sedimentelor în zona de ablație a unui gheţar de vale (Drewry, 1986, citat de Urdea, 2005, p. 118)

Depunerea materialelor transportate de către gheţari are loc în următoarele situaţii (Whiteman, 1995, citat de Urdea, 2005): debrisul englaciar este abandonat de către o masă de gheaţă activă sau stagnantă, în poziţie subglaciară sau supraglaciară; debrisul aflat în mişcare în masa de gheaţă sau la suprafaţa acesteia îşi încetează mişcarea într-o locaţie depărtată de influenţa directă a unei poziţii subglaciare şi proglaciare (la partea inferioară a frunţii gheţarului, unde dominate sunt apele de topire); când are loc topirea gheţarului.

O situaţie aparte se întâlneşte atunci când patul glaciar este moale sau deformabil, condiţii în care acumularea are loc prin trei procese diferite (Hart, 1995, citat de Urdea, 2005):

- topirea la nivelul contactului dintre talpa gheţarului şi patul glaciar;
- arealele de extensie şi de comprimare din interiorul gheţarului fiind corelate cu cele din stratul inferior de sedimente, determină o extensie longitudinală în interiorul stratului de deformare, conducând la subţierea pe verticală, în timp ce spre margine unde are loc comprimarea longitudinală, se produse o îngroşare verticală. Se ajunge astfel ca materialele să fie deplasate înainte, transformându-se într-o acumulare localizată la marginea gheţii;

- din cauza subțierii stratului de deformare, datorită retragerii gheţarului, partea de la baza stratului de deformare va deveni imobilă, determinând acumularea materialelor.

Acumularea materialelor transportate de către gheţari are loc prin intermediul a două mecanisme primare: acumularea prin adăpostire şi acumularea prin topire.

Acumularea prin adăpostire are loc în condiţiile în care forţa de transport a unui gheţar devine insuficientă pentru a le deplasa înainte. Factorii care controlează viteza materialelor sunt dependenţi de forţe care inhibă mişcarea lor. Aceşti factori îşi fac simţită prezenţa atât atunci când are loc aderarea tălpii gheţarului la patul de rocă, cât şi în timpul exaraţiei sau strierii glaciare (Urdea, 2005). În momentul în care materialele se deplasează pe un pat dur şi neted aderarea lor la acesta poate să devină un proces dominat, în timp ce în cazul unui pat deformabil strierea lui poate deveni dominată.

Un rol important în acumularea îl are şi interferenţa materialelor, caz în care ciocnirea acestora la interfaţa dintre talpa gheţarului şi patul glaciar poate determina o reducere semnificativă a vitezei, urmată de acumularea materialelor unele peste altele, formându-se fie un placaj bazal, fie o îngrămădire de materiale (Urdea, 2005).

Acumularea prin adăpostire este influenţată şi prezentă proeminenţelor pe patul glaciar (fig. 6. 158).

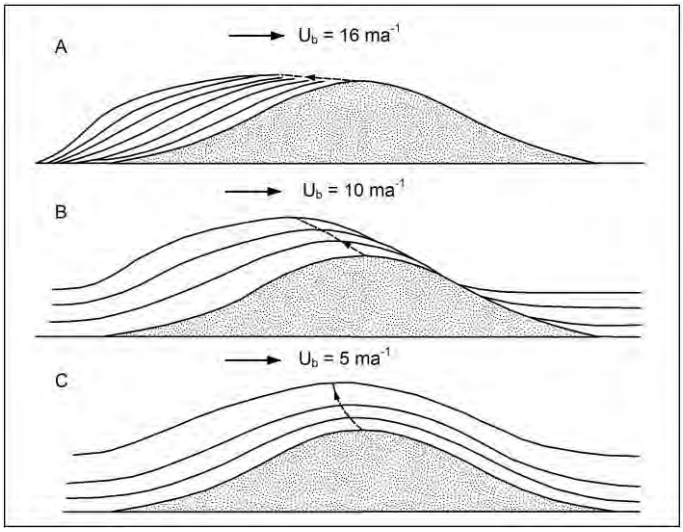


Fig. 6. 158. Acumularea till-ului adăpostit în aria unui mamelon subglaciar la diverse viteze (Boulton, 1982, citat de Urdea, 2005, p. 283)

Acumularea prin topire este mijlocită de căldura provenită din fluxul geotermic şi căldura de fricţiune. În aceste condiţii, materialele transportate de gheţari sunt acumulate in situ datorită topirii gheţii bazale (Urdea, 2005). Conform autorului citat, grosimea gheţii fiind foarte diferită, rata topirii şi a depunerii este variabilă, ea putând ajunge la 20%, depinzând totuşi de următoarele variabile: concentraţia particulelor, lungimea părţii libere

a patului glaciar, conductivitatea termică a gheții, valoarea gradientului termic, căldura latentă de fuziune și cea provenită din fluxul geotermic și fricțiune.

Principalele caracteristici ale materialelor acumulate prin topire sunt (Urdea, 2005): alcătuirea din materiale eterogene, de la bolovănișuri la mâluri, clastele mari fiind dispuse haotic în matrice; structura este masivă, iar elementele componente sunt dispuse relativ paralel cu direcția de curgere a gheții; topografia este similară cu cea a gheții, uneori deformată, partea bazală venind în contact direct cu patul de rocă; depozitele pot fi deformate post depunere, care se manifestă timp îndelungat, chiar și în prezent; sunt depuse sub formă de pânze, variate sub aspectul continuității, care au un contact intern al straturilor extrem de difuz; se întâlnesc și sub formă de petece cu structură fin stratificată etc.

Materialele din interiorul masei de gheață ajung la suprafață îndeosebi prin topirea acesteia în sectorul de ablație.

Procesul de topire a gheții, de la partea superioară a ghețarilor, este în funcție și de gradul de acoperire a acesteia cu materiale provenite de pe versanți și din pereții circurilor glaciare, care funcționează ca o pânză protejând-o.

În funcție de cantitatea de apă care rămâne, în componența materialelor acumulate, după topirea gheții, acestea se pot deplasa în continuare datorită propriei greutăți sub formă de curgere.

În procesul de acumulare a materialelor transportate de către ghețari, un rol important îl au canalele supraglaciare, tunelurile și conductele englaciare și subglaciare, precum și râurile care se formează în sectorul de ablație.

O parte din materialele transportate de ghețari se depun în lacuri, mări și oceane, îndeosebi acolo unde masele de gheață vin în contact cu medii maritime (Antarctica, Groenlanda, Arhipelagul Nord-Canadian, Spitsbergen, Novaya Zemlya etc.).

Se poate concluziona că ghețarii prin dimensiunile și dinamica lor, devin agenți geomorfologici originali și eficace (Cioacă, 2006), creând un domeniu de modelare distinct.

6.4.2. Forme de relief glaciar

6.4.2.1. Relieful glaciar de eroziune

Formele de relief rezultate în urma eroziunii glaciare sunt *„modificări produse de către masele de gheață asupra patului de rocă, în maniera în care geometria hidraulică a patului devine mai eficientă pentru evacuarea gheții”* (Evans, 1969, citat de Urdea, 2005, p. 195). Doar astfel se poate explica marea lor diversitate, începând de la forme centimetrice (striuri glaciare) până la circuri și văi glaciare de zeci de km lungime și suprafețe de mii km^2. Unele dintre ele sunt vizibile îndeosebi după retragerea și topirea ghețarilor.

Geneza reliefului glaciar de eroziune este condiționată de patru categorii de variabile (Sugden și John, 1976, citați de Urdea, 2005):

- variabile glaciologice: morfologia masei de gheață, grosimea gheții, direcția de curgere, viteza gheții bazale, regimul termic al gheții bazale, caracterul și cantitatea debrisului bazal;

- caracteristicile substratului geologic: litologia, structura, caracterul și dimensiunea faliilor, gradul de meteorizație anterior modelării glaciare;

- variabile topografice: forma și dimensiunile reliefului preexistent, altitudinea, alinierea în raport cu direcția curgerii gheții;

- variabile temporale: durata glaciației și schimbarea în timp agenților și mecanismelor de modelare.

În **clasificarea formelor glaciare de eroziune** se folosesc diverse criterii dintre care se remarcă următoarele:

- după modul cum are loc curgerea gheții și acțiunea conjugată a proceselor glaciare și periglaciare: forme asociate curgerii neconstrânse a gheții (spinările de balenă, drumlinurile în rocă, creste ascuțite, roci mutonate, canelurile și bazinele în rocă), forme asociate curgerii constrânse a gheții (troguri glaciare) și forme rezultate în urma acțiunii conjugate a proceselor glaciare și a celor periglaciare (circurile glaciare, custuri, șei de transfluență, hornuri strungi) (Rădoane et al., 2001).

- dimensiunea formelor: microforme, mezoforme și macroforme (Rudberg, 1973, Benn și Evans, 1998, citați de Urdea, 2005).

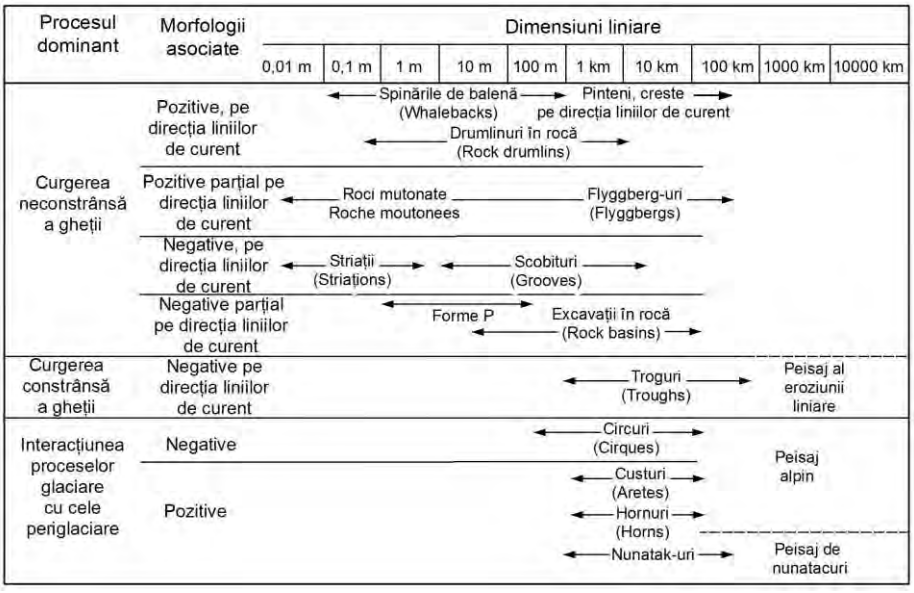


Fig. 6. 159. Încadrarea dimensională a formelor de eroziune glaciară (Sugden și John, 1976, citați de Urdea, 2005, p. 195)

Dintre criteriile utilizate pentru clasificarea formelor glaciare de eroziune în continuare se va folosi cel dimensional (fig. 6. 159).

6.4.2.1.1. Microforme de eroziune glaciară

În categoria acestora se includ: striuri, „cozi de șobolan", formele p (Urdea, 2005).

A. Striuri

Ele se prezintă sub forma unei game variate de forme, de la benzi drepte de câțiva mm până la dimensiuni de ordinul metrilor sau chiar mai mari (fig. 6. 160).

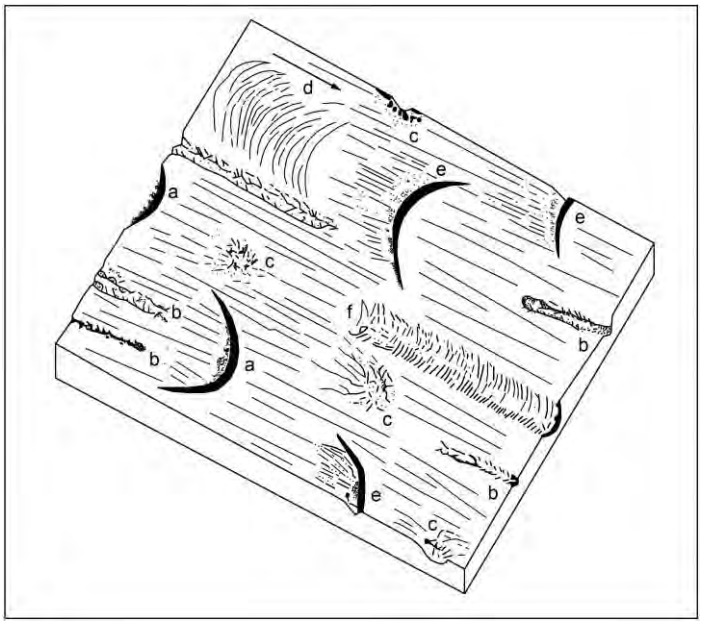


Fig. 6. 160. Microforme glaciare din Carpații Meridionali: a – scobituri semicirculare, b – striuri glaciare, c – alveole de lovire, d – fisuri semicirculare, e - fisuri semicirculare scobite, f – caneluri glaciare (Urdea, 1996, citat de Urdea, 2005, p. 196)

Cele mai dezvoltate striuri poartă denumirea de **caneluri glaciare** ele putând ajunge la dimensiuni de 12 km lungime (Smith, 1948, citat de Embleton și King, 1975). Adâncimea, lungimea și lățimea acestora oferă informații despre caracteristicile masei de gheață și sfărâmăturile existente la partea inferioară a acesteia.

Când striurile se termină treptat ele se numesc **striuri pană** (wedge striations, stries en coin), iar când se lățesc și se termină brusc sunt denumite **striuri în cap de cui** (nailhead striations, stries en tete de clous) (Urdea, 2005). Conform sursei citate,

în numeroase cazuri striurile se termină brusc, pentru a se continua apoi cu alte striuri mai înguste, alcătuind **striurile în trepte**.

În categoria striurilor se includ și următoarele forme de detaliu: **scobiturile semicirculare** și **fisurile semicirculare scobite** (identice ca aspect, dar cu orientare inversă, sunt mărginite de două fisuri care au permis detașarea unor fragmente de rocă, una aproximativ verticală, iar cealaltă oblică față de suprafața rocii), **fracturile concoidale** (scobituri glaciare mărginite de două planuri de fracturare de formă concavă) și **urmele de lovire** (sunt fie ciupituri ale rocii, fie alveole de dimensiuni centimetrice, ușor asimetrice alungite spre aval) (Urdea, 2005).

Toate aceste microforme reprezintă indicatori fideli ai eroziunii glaciare, care oferă informații despre dinamica gheții de la nivelul patului glaciar.

B. „**Cozi de șobolan**”

Denumire sugestivă utilizată pentru microformele cu aspect de creastă reziduală alungită, care se dezvoltă în aval de noduli sau proeminențe de rocă mai rezistentă (Urdea, 2005). Autorul citat menționează că, în timp ce spațiile învecinate sunt erodate și șlefuite prin abraziune, primind un aspect ușor concav, arealele aflate la adăpostul proeminențelor se păstrează ca microforme pozitive, demonstrând existența unei abraziuni diferențiate în jurul obstacolelor.

C. Formele P

Se mai numesc și forme modelate plastic (*plastically moulded forms*), iar în categoria lor sunt incluse microforme depresionare netede, șlefuite, sculptate în patul de rocă; termenul a fost introdus de către Dahl (1965), el considerând că aceste forme sunt în majoritatea cazurilor generate prin abraziune de către gheața deformabilă plastic, prezentă sub forma unui amestec de tip pastă gheață-apă.

Sub aspect dimensional cu toate că abia depășesc câțiva metri ele pot ocupa suprafețe extinse (fig. 6. 161).

Sub aspectul clasificării se face distincție între următoarele trei tipuri de forme (Kor et al., 1991, Urdea, 2005):

- forme P transversale - sunt aliniate în unghi drept față de direcția de curgere a gheții. În categoria lor se includ: excavații de virgulă, spărturi în formă de scoică și canale transversale;

- forme P longitudinale – sunt dispuse paralel cu sensul de curgere a gheții și includ: cavități și canale longitudinale, jgheaburi fusiforme, ulucuri, ace de păr etc.;

- forme P nondirecționale – reprezintă suprafețe ondulate și găuri de tipul cupelor și marmitelor.

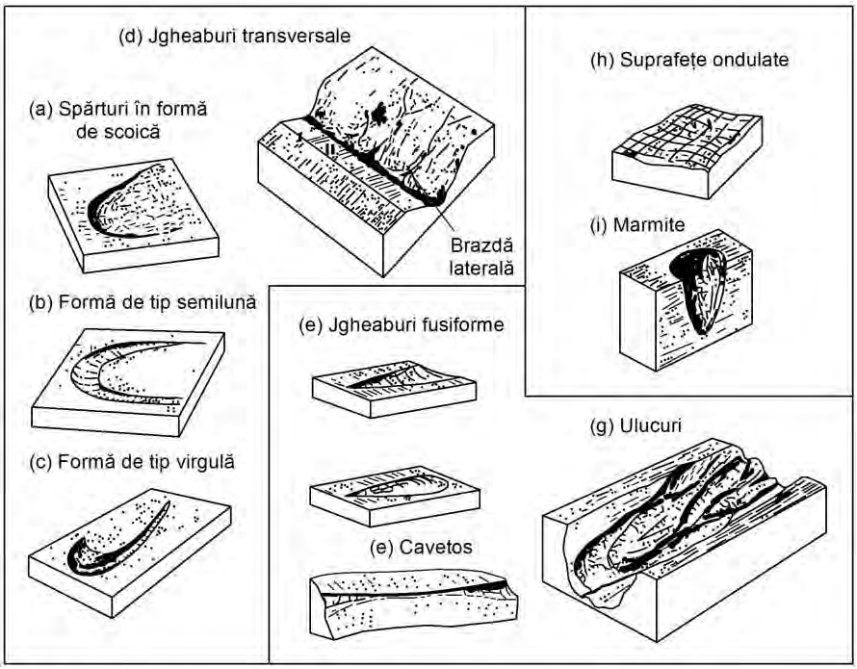


Fig. 6. 161. Tipuri de forme P: (Kor, 1991, citat de Urdea, 2005, p. 203)

6.4.2.1.2. Forme intermediare de eroziune glaciară

Formele intermediare, prin dimensiune și caracteristici genetice, evidențiază fidel interacțiunea dintre geologie, topografie și curgerea gheții și a apelor de topire (Benn și Evans, 1998, citați de Urdea, 2005). Conform autorilor citați, în această categorie se includ rocile mutonate, spatele de balenă, rocdrumlinurile, formele de tip „crag and tails" și canalele glaciare (fig. 6. 162).

A. Rocile mutonate

Ele sunt proeminențe ale patului glaciar, de formă asimetrică, care au partea expusă mai prelungă și șlefuită de către ghețar, în timp ce partea din aval este liberă și mai abruptă, purtând amprenta detracției glaciare (Urdea, 2005). Sub aspect dimensional variază de la câțiva metri până la sute de metri lungime și înălțimi care pot ajunge la câțiva zeci de metri.

Forma asimetrică a rocilor mutonate este rezultatul acțiunii diferențiate a masei de gheață asupra patului glaciar, care nici el nu este uniform, datorită proceselor de eroziune, cum este de exemplu detracția.

Pentru aceste tipuri de forme se utilizează și denumirea de roches moutonnees, datorită asemănării cu buclele unor peruci fixate cu seu de oaie (fr. mouton),

specifice perioadei de la 1786, când naturalistul elveţian Horace-Benedict de Saussure (1796-1808) a fost introdus acest termen (Urdea, 2005). Denumirile corespondente din literatura românească sunt cele de berbecii glaciari (Niculescu, 1957) şi spinări de berbeci (Băcăuanu et al., 1974).

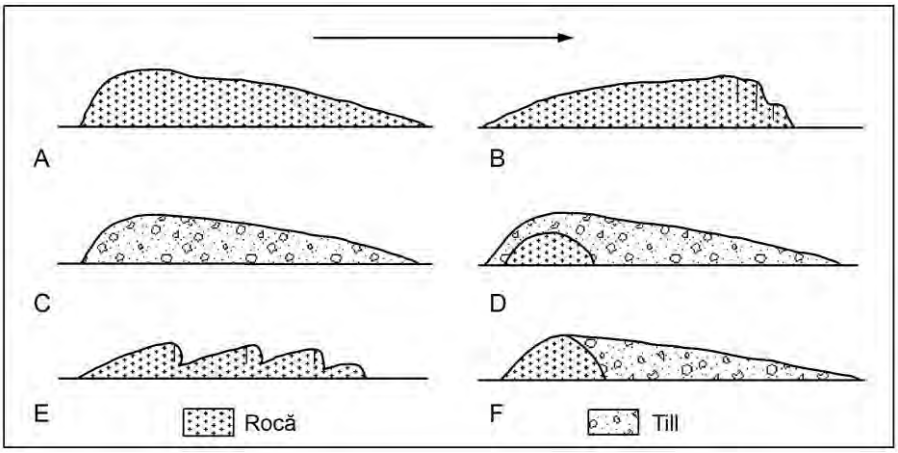


Fig. 6. 162. Forme glaciare profilate; A. rocdrumlin; B. stâncă asimetrică; C. drumlin; D. drumlin stâncos; E. roci mutonate (tipul stoss-and-lee – presate şi libere); F. „ţanc şi coadă" (craig and tail) (Dionne, 1984, 1987, citat de Urdea, 2005, p. 211)

B. Spatele de balenă şi rocdrumlinurile

După cum le spune şi denumirea, **spatele de balenă** (whalebacks) sunt asemănătoare cu spatele arcuit al unei balene, care apare la suprafaţa oceanului (Urdea, 2005). Ele sunt simetrice şi pot ajunge şi la dimensiuni de 1 km. Lipsa unei părţi abrupte, aşa cum este în cazul rocilor mutonate, este asociată cu presiunea glaciostatică foarte mare, fapt care nu permite apariţia cavităţilor, dar favorizează în schimb o abraziune glaciară relativ uniformă (Evans, 1996, citat de Urdea, 2005). Conform autorilor citaţi, spatele de balenă sugerează că masa de gheaţă care le-a modelat a avut câteva sute de metri grosime, optimul fiind între 1.000 şi 2.000 m.

Rocdrumlinurile (rockdrumlins) sunt stânci sau coline stâncoase alungite, cu aspect asimetric, care au partea expusă mai abruptă, iar cea liberă prelungă şi uşor conică, de unde şi asemănarea lor cu drumlinurile (Urdea, 2005).

Cu toată că morfologic se asemănă cu rocile mutonate, la rocdrumlinuri partea liberă este rezultatul abraziunii, în timp ce partea expusă poartă atât amprenta abraziunii cât şi a detersiei. Această manieră specifică de modelare este cauzată de următoarele condiţii (Ben şi Evans, 1998, citaţi de Urdea, 2005): stresul normal asupra părţii expuse a proeminenţei patului este prea redus pentru a inhiba

abraziunea, dar prea ridicat pentru a susține formarea cavităților; forma cavității nu permite fluctuații semnificative ale presiunii pentru a facilita glaciodislocarea.

C. Formele de tip „crag and tails" și canalele glaciare

Formele de tip „**crag and tails**" (țanc și coadă) sunt proeminențe alungite cu aspect de coline, de formă aerodinamică, alcătuite dintr-un pisc rezistent al patului de rocă, de la care se desfășoară o coadă cu aspect conic, alcătuită din roci mai puțin rezistente (Urdea, 2005). Geneza lor se leagă de deplasarea gheții în jurul unui obstacol din roci dure, în umbra căruia coada este ferită de eroziune (fig. 6. 162).

Canalele glaciare sunt formate de către apele de topire glaciară, ele dând nota de specificitate teritoriilor afectate de ghețari de calotă. În categoria lor se includ (Urdea, 2005):

- *canalele Nye* sunt forme orizontale tăiate de către apele de topire în roca în loc sau în sedimentele consolidate pe patul glaciar; în majoritatea cazurilor au lungimi de ordinul sutelor de metri și lățimi de zeci de metri;
- *văile tunel* reprezintă albii de mari dimensiuni (100 km lungime și 4 km lățime) sculptate în roca în loc sau în sedimente; ele au funcționat ca tuneluri la partea inferioară a calotelor glaciare; au un profil longitudinal în general concav, ondulat și cu sectoare de subsăpare și praguri; de cele mai multe ori ele sunt umplute cu sedimente;
- *canalele marginale* sunt adâncite atât în roca în loc cât și în sedimente, indicând marginea foștilor ghețari; din cauza permafrostului ele sunt puțin adâncite în substrat și evoluează îndeosebi pe seama gheții de ghețar, motiv pentru care se dezvoltă submarginal, preluând trasee din sezoanele calde estivale.

6.4.2.1.3. Macroforme de eroziune glaciară

Prin dimensiunile lor formele de relief din această categorie – circuri, văi glaciare, fiorduri, depresiuni de subsăpare glaciară - sunt în măsură să ne formeze o imagine obiectivă despre potențialul ghețarilor de a modela scoarța terestră.

Macroformele eroziunii glaciare furnizează cea mai izbitoare mărturie a imensului potențial de eroziune a ghețarilor (Benn și Evans, 2010). În categoria acestor forme se includ circurile glaciare, văile glaciare (fig. 6. 163) și fiordurile, depresiunile de subsăpare glaciară, fjeld-urile, nunatak-urile.

A. Circurile glaciare

Circurile glaciare, cu toate că poartă această denumire, la geneza lor nu au participat în mod exclusiv ghețari, ci și procese periglaciare și de meteorizație.

Circul glaciar este *„o excavațiune, deschisă spre aval dar înconjurată de creste și pereți abrupți, peretele din spate fiind arcuit în plan, în jurul unei podele mai mult sau mai puțin înclinată. Este glaciar dacă podeaua a fost afectată de eroziunea glaciară…”* (Evans și Cox, 1974, citați de Urdea, 2005, p. 217). De asemenea, circul glaciar este o depresiune cu versanți abrupți, dispuși în amfiteatru, care a fost sau mai este ocupată de un ghețar.

Pentru desemnarea lor, în limba română se folosesc și termenii de căldare glaciară sau zănoagă.

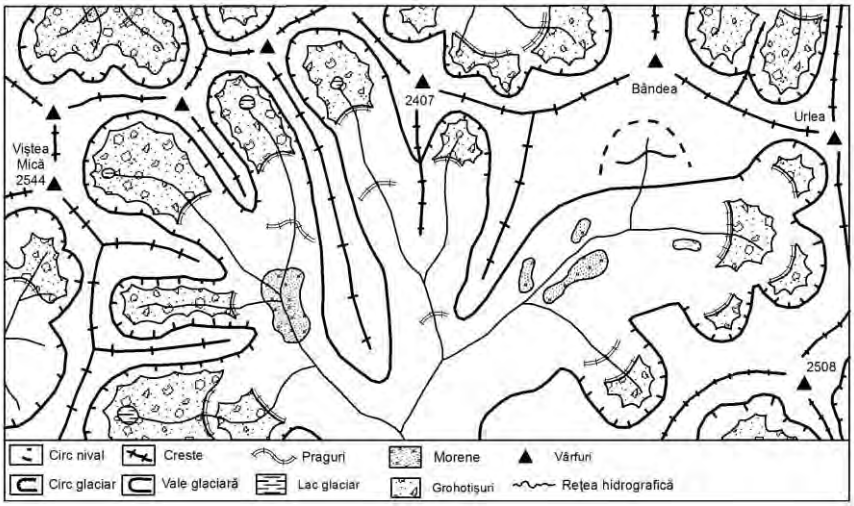


Fig. 6. 163. Relief glaciar din Munții Făgăraș (Nedelcu, 1965, planșă simplificată)

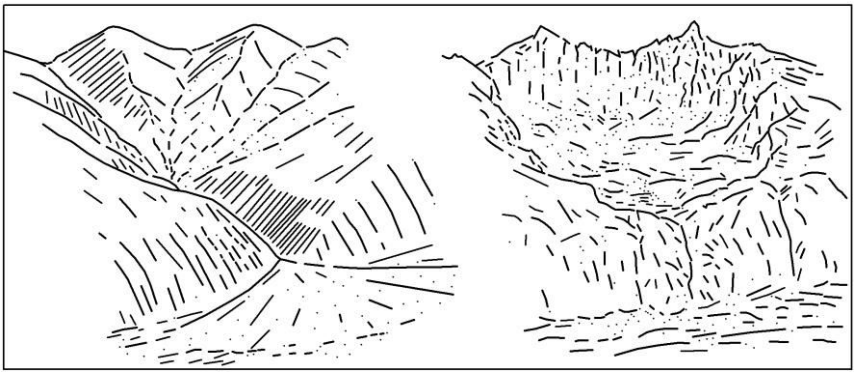


Fig. 6. 164. Transformarea unui bazin torențial într-un circ glaciar (Martonne, 1926, citat de Urdea, 2005, p. 227)

Circurile glaciare se formează fie în urma instalării ghețarilor, pe măsură ce climatul devine mai riguros, în forme preexistente, așa cum sunt bazinetele de

obârşie a unor torenţi sau văi (fig. 6. 164), fie în urma nivaţiei care poate să genereze forme depresionare, care apoi să fie ocupate de gheţari.

În aceeaşi ordine de idei, formarea circurilor glaciare trebuie privită ca un proces secvenţial (Urdea, 2002), în care secvenţelor evolutive le corespund secvenţe morfologice (fig. 6. 165), într-o succesiune logică de forma:

nişă de nivaţie → circ de nivaţie → circ glacio nival → circ glaciar

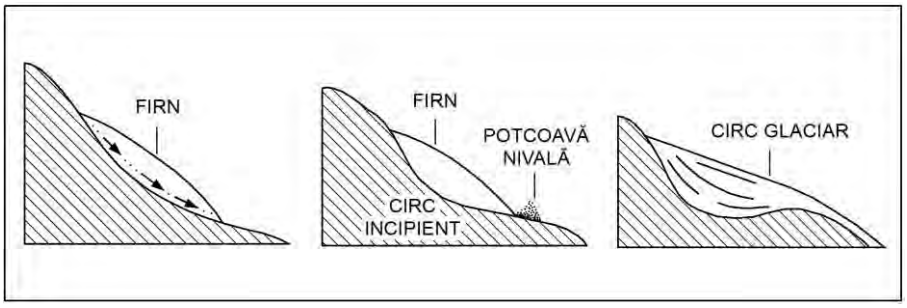


Fig. 6. 165. Principalele stadii în dezvoltarea circurilor glaciare: A – nivaţia pe sub stratul de firn, B – apariţia nişei de nivaţie, C – stadiul de circ glaciar (Ritter, 1986, citat de Rădoane et al.„ 2001, p. 186)

Pe măsura dezvoltării masei de gheaţă aceasta acţionează mai eficient şi determină adâncirea podelei circului, accentuând în acelaşi timp contrapanta patului glaciar şi formarea depresiunii de subsăpare (Urdea, 2005). Forma concavă pe care o primeşte iniţial circul favorizează alunecarea rotaţională a masei de gheaţă, astfel încât aceasta ajunge să aibă rol principal în procesul de eroziune (Rădoane et al., 2001).

Elementele morfologice ale unui circ glaciar sunt: pereţii laterali şi peretele din spate (de formă arcuită şi adeseori verticali; pot fi simpli sau în trepte), podeaua (de formă concavă datorită prezenţei depresiunilor de subsăpare) şi pragul glaciar – sculptat în roca în loc (el s-a format în urma procesului de subsăpare din cadrul circului, şi are rolul de a închide circul în aval). În lipsa gheţarului, în bazinul circului se pot forma lacuri glaciare.

Condiţiile foarte diverse de geneză a circurilor glaciare determină ca dimensiunea lor să varieze foarte mult, şi anume de la sub 100 m lăţime şi sun 50 m adâncime, la 16 km lăţime şi peste 3.000 adâncime, valori caracteristice circului Walcott din Munţii Lister din Antarctica (Taylor, 1926, citat de Urdea, 2005).

Dacă se consideră că un circ se dezvoltă dintr-o excavaţie printr-o retragere progresivă a peretelui din spate şi prin adâncirea podelei (fig. 6. 166), atunci pe măsură ce dimensiunea circului creşte, se măreşte şi valoarea închiderii în plan a lui (Gordon, 1977, citat de Urdea, 2005).

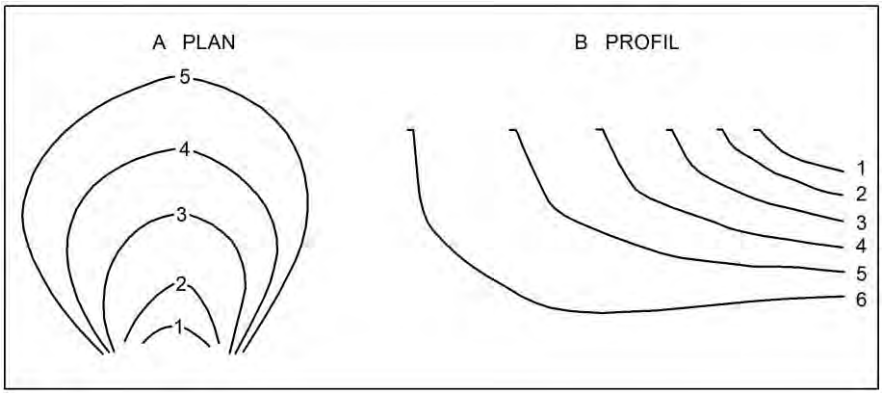


Fig. 6. 166. Un model al evoluției unui circ glaciar (Gordon, 1977, citat de Chorley et al., 1985, p. 513)

Clasificarea circurilor glaciare. Dintre criteriile folosite se remarcă următoarele: cel al formai în plan, al raporturilor spațiale pe verticală între circuri, localizarea în raport cu văile majore, criteriul calitativ.

După ***criteriul formei în plan*** (Niculescu, 1965, Urdea, 2005) se deosebesc următoarele tipuri de circuri:

- *circul simplu* se caracterizează printr-un contur semicircular, fiind separat de valea glaciară printr-o îngustare mai mult sau mai puțin evidentă, dar având trăsături distincte; de exemplu Circul Gârdomanu din Munții Godeanu (fig. 6. 167);

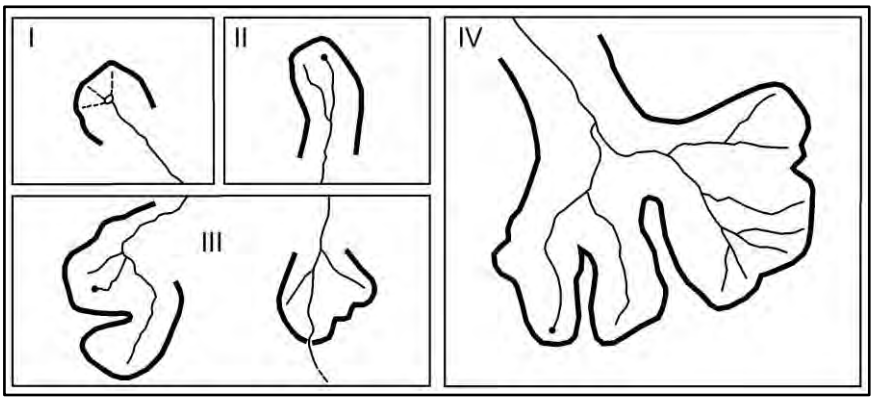


Fig. 6. 167. Tipuri de circuri glaciare în Munții Godeanu: I – circ simplu (Gârdomanu), II – circ alungit (Vlăsia Mare), III – circ complex (Zănoaga Mică și scurtele), IV – complex de circuri (Cârnea) (Niculescu, 1965, citat de Urdea, 2005, p. 224)

- *circul cu deschidere unghiulară* a fost propus de Urdea (2000) și se caracterizează prin prezența în spate a unui perete ușor rotunjit, din care se desprind pereți laterali ce se depărtează în direcții opuse, așa cum se întâmplă în cazul

circului Obârşia Nucşoarei sau Beagu, când un perete se îndreaptă spre nord-est (cel de sub cresta Vârful mare-Nedeuţa), iar celălalt spre nord-vest (cel de sub Cresta galeşului);

- *circul alungit* cu toate că are peretele din spate semicircular este larg deschis spre valea glaciară ce-l continuă, de unde şi denumirea de circ-vale sau capăt de vale glaciară alpină (Gordon, 1977, citat de Urdea, 2005); de exemplu circurile Radeşu, Pustnicu şi Vlasiel din Munţii Retezat, Mija din Munţii Parâng, Ucişoara şi Arpăşelu din Munţii Făgăraş;

- *circul complex* sau compus se formează prin unirea mai multor lobi, fapt care determină ca pereţii circului să aibă un traseu festonat, lobii vecini fiind separaţi prin creste de dimensiuni reduse; ca exemple sunt circurile Ştevia, Şesele, Buta, Pietrele, Valea Rea, Galeşu, Peleaga, Gruniu din Munţii Retezat;

- *circ în circ* (în sensul propus de Derbyshire, 1968, citat de Urdea, 2005) se întâlneşte când pe pereţii unui circ principal se dezvoltă circuri secundare, care evoluează în detrimentul lui, aşa cum este în cazul circului Zănoguţa din Munţii Retezat;

- *complexele de circuri* sau complexele glaciare sunt rezultatul asocierii mai multor circuri glaciare bine individualizate, simple alungite sau complexe separate de creste sau vârfuri ascuţite, toate situate la partea superioară a unor văi glaciare majore; se remarcă în acest sens complexele Zănoaga-Judele, Râu-Bărbat şi Bucura din Munţii Retezat, Capra, Izvoru Mircii şi Valea Rea din Munţii Făgăraş, Gâlcescu din Munţii Parâng etc.

În funcţie de ***raporturile spaţiale existente pe verticală între circuri*** se deosebesc (Ben şi Evans, 2010):

- *circuri în trepte* - când două sau mai multe circuri sunt situate unul deasupra celuilalt;

- *circuri suspendate în raport cu fundul unei văi* - aşa cum este în cazul circurilor situate sub creasta Arpaşu-Mic-Buda-Râiosu-Muşteica, care domină Valea Capra din Munţii Făgăraş;

După ***localizarea circurilor în raport cu văile majore*** (Trenhaile, 1976, citat de Urdea, 2005):

- *circuri cap-de-vale* - cu subtipurile circuri simple şi circuri în tandem (în trepte);

- *complex cap-de-vale* - cu subtipurile simple şi în tandem;

- *circuri de versant* sau laterale de vale - cu subtipurile simple, complexe şi în tandem;

- *circuri izolate* - cu subtipurile circuri simple izolate, complexe de circuri izolate şi circuri tandem izolate; la acestea se adaugă şi circurile de nivaţie.

În funcţie de ***criteriul calitativ*** se deosebesc (Trenhaile, 1976, citat de Urdea, 2005):

- *circul matur* - cel cu o formă în plan arcuită, un prag abrupt spre aval, cu podeaua uşor înclinată şi cu contrapantă spre pragul glaciar;

- *circul imatur* - se referă la o excavaţie cu margini mai puţin abrupte, cărora le lipseşte adâncimea circurilor glaciare; pentru ele se foloseşte şi denumirea de excavaţii de nivaţie, când mai corect ar fi termenul de circuri glacio-nivale (Urdea, 2005).

O categorie aparte o reprezintă **circurile glacio-nivale**. Ele sunt create de către lentile de gheaţă sau acumulări de firn care se produc în acelaşi loc mai mulţi ani la rând. Morfologic sunt semicirculare şi se asemănă cu circurile glaciare incipiente sau simple. De obicei sunt localizate la limita inferioară a zăpezilor permanente, unde nu erau condiţii pentru formarea gheţarilor propriu-zişi.

În strânsă legătură cu evoluţia circurilor glaciare sunt **custurile**. Ele se formează în urma dezvoltării circurilor în detrimentul interfluviilor care le separă, care ajung în cele din urma la forma unor creste. Părţile mai coborâte altitudinal ale acestora se numesc **şei de transfluenţă** şi au fost modelate de gheaţa care se scurgea dintr-un circ în altul (fig. 6. 149). În unele situaţii custurile ajung să fie consumate, rămânând din ele doar vârfuri piramidale sau conice cunoscute sub denumirea de **hornuri** (de exemplu, Vârful Matterhorn din Munţii Alpi). La modelarea custurilor contribuie şi procesele periglaciare.

B. Văile glaciare şi fiordurile

Văile glaciare sunt cele mai cunoscute forme de relief asociate eroziunii glaciare, exercitate de un flux liniar de gheaţă, canalizat de obicei pe traseul fostelor văi fluviale (Urdea, 2005). Conform autorului citat, forma tipică de uluc sau de jgheab se explică prin aceea că forma semicirculară este cea mai eficientă pentru evacuarea gheţii, oferind la volumul de gheaţă evacuat rezistenţa fricţională minimă. Pentru desemnarea văilor glaciare se foloseşte şi denumirea de troguri. În profil transversal valea glaciară are de obicei forma literei U.

Spre deosebire de văile fluviale, profilul longitudinal al văilor glaciare prezintă discontinuităţi datorate pragurilor glaciare, treptelor şi depresiunilor de subsăpare glaciară; toate acestea reprezintă modul în care relieful preglaciar, roca şi structura răspund la modelarea glaciară (Urdea, 2005). Neregularităţile patului glaciar depind de o serie de variabile dintre care se remarcă: variaţia spaţială a litologiei şi structurii; schimbarea modului de descărcare a maselor de gheaţă în situaţia existenţei unor confluenţe (Glasser, 1995, citat de Urdea, 2005); aspectul văilor preglaciare (Niculescu, 1965).

Depresiunile de subsăpare glaciară, îndeosebi după topirea gheţarilor ajung să fie ocupate de lacuri barate de praguri sau morene.

Când diferite generații de văi glaciare se dezvoltă unele în detrimentul altora, în cadrul văilor inițiale se păstrează umeri glaciari. De asemenea, eroziunea ghețarilor fiind mai mare în văile principale, decât în afluenții lor, determină formarea văilor glaciare suspendate.

Sub aspect dimensional, văile glaciare diferă în funcție de mărimea ghețarilor care le tranzitează și de condițiile climatice existente în zona de ablație glaciară. Lungimea lor este direct proporțională cu lungimea ghețarilor care le-au modelat, putând ajunge în cazul ghețarilor de evacuare la sute de kilometri. Astfel de văi ajung să aibă lățimi de peste 40 – 50 km și adâncimi de 2.000 – 3.000 m, după cum este în cazul ghețarilor din Antarctica. În unitățile montane din zona temperată văile glaciare au lungimi doar de ordinul zecilor de kilometri, lățimi de câțiva kilometri și adâncimi de câteva sute de metri. De exemplu, Ghețarul Mer de Glace din Munții Alpi are lungimea de 12,3 km, suprafața de 33,1 km^2 (Grecu, 2007), lățimea de 5 km, adâncimea de 1.500 m; Ghețarul Aletsch, cel mai mare din Munții Alpi are lungimea de 24,7 km , suprafața de 86,8,1 km^2 (Grecu, 2007), lățimea de 6 km, adâncimea de 1.700 m.

Clasificarea văilor glaciare se poate face pornind de la caracteristicile esențiale ale profilului longitudinal al lor, deosebindu-se în acest sens (Linton, 1963, citat de Urdea, 2005):

- ***trogurile alpine*** sunt văi glaciare formate de către ghețarii de vale alpini, care își au originea într-unul sau mai multe circuri aflate la altitudine, ghețarul ocupând o vale preglaciară sculptată de către un râu; majoritatea văilor glaciare din Munții Carpați fac parte din această categorie;

- ***trogurile islandice*** reprezintă văi glaciare, care au capătul superior abrupt, asociat cu o depresiune de subsăpare aflată în vecinătate; aceste văi se caracterizează printr-o pantă mai redusă decât cele alpine, deoarece sunt modelate de către ghețari de evacuare proveniți din calote glaciare; ele se întâlnesc în Islanda și în Scoția;

- ***trogurile compozite*** sau ***văile-trog*** sunt văi glaciare deschise la ambele capete, deoarece râurile de gheață au depășit vechile cumpene existente și au determinat formarea transfluențelor și difluențelor glaciare;

- ***trogurile inverse***, denumite și troguri intrusive, sunt văi glaciare dezvoltate contrar direcției generale a drenajului preglaciar, gheața conducând la o împingere a capătului văii spre amonte; astfel de văi s-au format în teritorii colinare joase, unde masele locale de gheață nu au fost suficient de puternice, comparativ cu masele de gheață mult mai puternice care proveneau din centre glaciare mai ample; ca exemple sunt Finger Lakes din partea centrală a Statului New York (SUA) și văile glaciare din partea joasă a Scoției (Urdea, 2005).

Fiordurile sunt o categorie aparte de văi glaciare, care se remarcă prin versanți abrupți și înalți și prin faptul că sunt inundate de apa mării cu care comunică. Se

întâlnesc în Norvegia, Scoția, Svalbard, Islanda, Groenlanda, Labrador, Alaska, Columbia Britanică, Arhipelagul Arctic Canadian, Chile, Noua Zeelandă.

Sub aspect dimensional, cele mai lungi fiorduri sunt Geely Fiord din Arhipelagul Arctic Canadian de 400 km, Nordvestfiord din Groenlanda de 300 km, Sognefiorden din Norvegia de 220 km, care are o adâncime de 1.308 m, Messier din Chile cu 1.228 m adâncime, Chathan din Alaska cu 878 m adâncime și Finlayson din Columbia Britanică cu 780 m adâncime maximă (Urdea, 2005).

C. Depresiunile de subsăpare glaciară

Reprezintă forme sculptate în roca în loc, de dimensiuni foarte diferite, de la cele situate între berbecii glaciari, la cele cu suprafețe de zeci de mii km^2 și adâncimi de peste 100 m, cum sunt cele ocupate de Marile Lacuri din America de Nord (suprafață totală de 247.400 km^2 și 397 adâncime maximă) sau lacul Geneva din Europa (Urdea, 2005).

Geneza, forma și dimensiunile depresiunilor de subsăpare sunt influențate de o serie de variabile glaciologice (regim termic, regim de stres, dinamica maselor de gheață) și geologice (structura și litologia) (Urdea, 2005). Procesele care au direcționat formarea depresiunilor de subsăpare glaciară sunt desfundarea glaciară, abraziunea și eroziunea datorată apelor de topire (Hooke, 1991, citat de Urdea, 2005).

D. Fjeld-urile

Fjeld-urile se prezintă sub forma unor câmpii înalte sau podișuri, modelate pe un substrat rezistent; practic este vorba de un asamblaj de forme, dintre care cele mai multe sunt de natură erozivă (Mac, 1976). Se remarcă în acest sens platoul canadian, câmpiile din Scandinavia, pe suprafața cărora suprafețele striate, șănțuite de caneluri, șlefuite, bazinele litologice, rocile moutonnees etc., sunt toate rezultatul deplasării ghețarilor.

E. Nunatak-urile

Nunatak-urile sunt martori erozivo-structurali, detașați din suprafața fjeld-urilor, pe fondul rezistenței diferențiate la eroziune a substratului. Datorită poziției la partea superioară a ghețarilor, ei sunt modelați și prin intermediul proceselor periglaciare.

6.4.2.2. Relieful glaciar de acumulare

Materialele erodate și transportate de ghețari, în funcție de dinamica acestora, ajung sa fie acumulate sau sedimentate, generând forme de relief specifice,

cunoscute sub denumirea de **morene**; ele pot fi identificate în totalitate, îndeosebi după topirea maselor de gheață.

Există diverse criterii de clasificare a formelor de acumulare glaciară, începând de cele care pornesc de la raportul cu direcția de mișcare a gheții, deosebindu-se în acest sens morene paralele, morene transversale și morene fără o orientare anume, până la cele care au la bază criteriul mediului în care are loc sedimentarea (Benn și Evans, 2010).

De ultimul criteriu se va ține cont în continuare deosebindu-se: asociații și forme de acumulare subglaciare; morene marginale; asociații și forme de acumulare supraglaciare; asociații și forme de acumulare proglaciare; asociații și forme de acumulare glaciolacustre și glaciomarine.

6.4.2.2.1. Asociații și forme de acumulare subglaciare

În mediul subglaciar sedimentarea determină apariția unor forme depoziționale și/sau sculpturale ale patului glaciar, care sunt indicatori ai proceselor specifice mediului subglaciar (Menzies și Shilts, 1996).

În categoria formelor de acumulare subglaciare se includ pe de o parte elemente longitudinale, cum sunt drumlin-urile, morenele canelate, morenele drumlinizate, crestele de tip crag and tail și eskers-urile, iar pe de alta formele transversale, de tipul morenelor Rogen. La acestea se pot adăuga și forme subglaciare asociate gheții stagnante (Urdea, 2005).

A. Drumlin-urile

Ele se prezintă sub forma unor coline alungite, orientate conform direcției de deplasare a ghețarului, cu contur oval și suprafață netedă, fiind constituite din depozite glaciare, putând avea un miez de rocă în loc (Urdea, 2005). Raportat la direcția de deplasare a ghețarului, drumlin-urile sunt mai masive în amonte decât în aval (Grecu, 1997). Sub aspect dimensional se remarcă prin înălțimi de 5-200 m, lungimi între 100 și peste 1000 m și lățimi de 10-100 m. Ele pot să apară izolat, sau formând adevărate câmpuri de drumlin-uri, cu mii de forme (fig. 6. 168). De exemplu, câmpul de drumlin-uri din nord-vestul statului New York, cu o suprafață de 7.200 km^2, numără 10.000 de drumlin-uri, cel din partea central estică a statului Wisconsin 7.000, cel din regiunea Pieksamachi din Finlanda deține peste 11.000 drumlin-uri desfășurate pe 16.800 km^2 (Urdea, 2005).

Dispunerea drumlin-urilor în benzi sugerează existența unei zonări a patului glaciar, caracterizate printr-un stres de forfecare bazală redus și o presiune a apei din pori ridicată (Urdea, 2005).

Faptul că drumlin-urile fac parte din categoria formelor longitudinale ale patului glaciar este susținut și de valoarea indicelui de alungire (E), care este raportul dintre lungimea maximă (L) și lățimea maximă a formei de relief (l):

$$E = \frac{L}{l}$$

Pentru încadrarea unei morene în categoria drumlin-ului indicele de alungire trebuie să fie de în jur de 7:1 (Rose, 1987, citat de Ben și Evans, 2010).

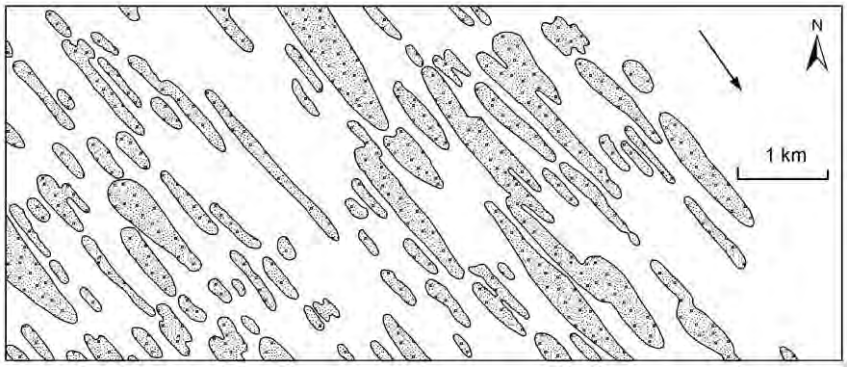


Fig. 6. 168. Câmp de drumlin-uri în sud-estul Finlandei (simplificat după Gluckert, 1973, citat Urdea, 2005, p. 310)

Pentru formarea unui câmp de drumlin-uri se consideră că trebuie îndeplinite două condiții principale (Seret, 1979, citat de Urdea, 2005): temperatura gheții bazale trebuie să fie ușor sub punctul de topire; pânza de gheață trebuie să fie supusă unui stress lateral, care să ducă la o cutare longitudinală, pe fondul unei repartiții inegale a presiunii la nivelul patului glaciar.

Compoziția drumlin-urilor este foarte variată, de la cele în care miezul de rocă este înconjurat de till, până la cele alcătuite doar din materiale neconsolidate.

B. Morenele canelate

Reprezintă acumulări pe a căror suprafață sunt prezente forme de relief de mică amplitudine, de forma unor creste cu lungime de 10-500 m, lățime de 1-3 m și înălțimi mai mici de 2 m; se formează de obicei în aval de blocuri adăpostite (Urdea, 2005) (fig. 6. 169).

Crestele de sedimente se dezvoltă frecvent în aval de blocuri adăpostite sau îngrămădiri de bolovănișuri, curbându-se ușor după acestea; când sunt alcătuite preponderent din debris grosier se numesc caneluri scheletice (Urdea, 2005).

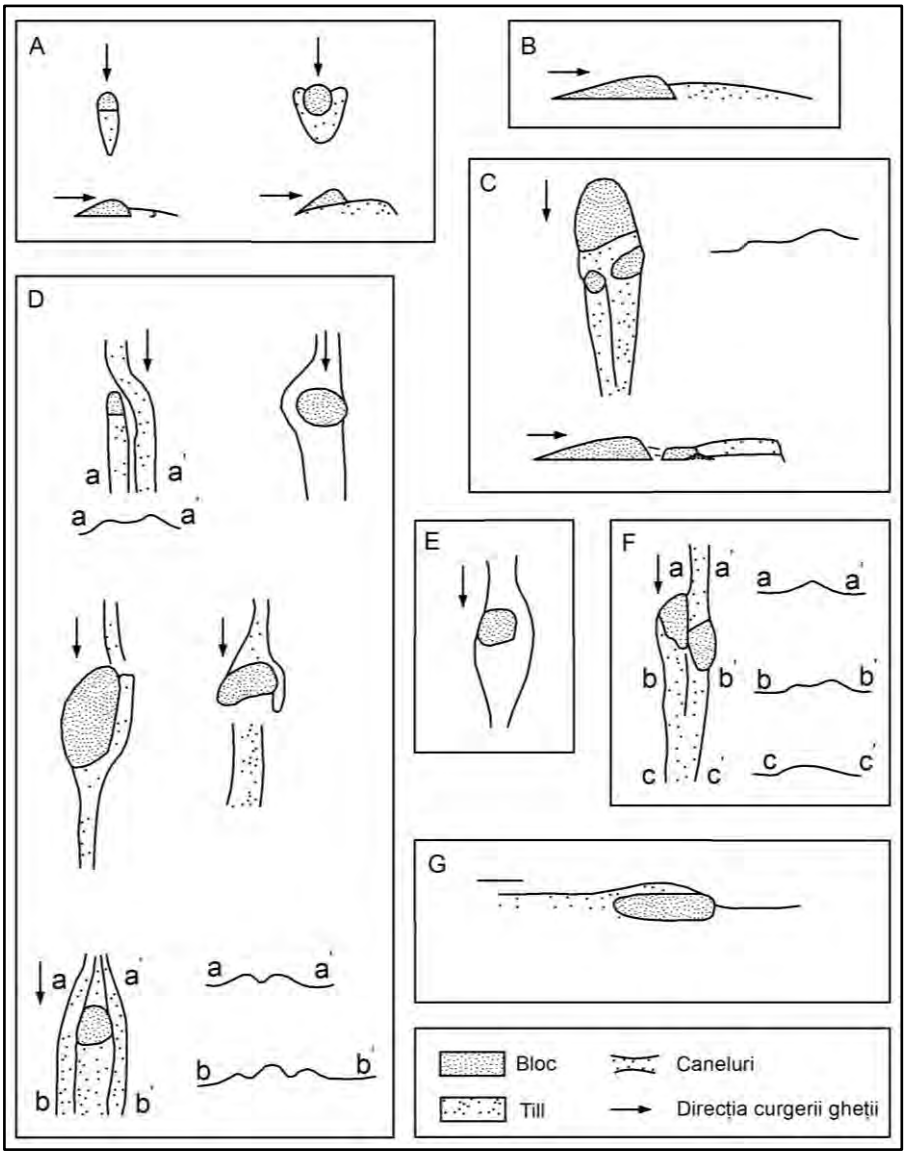


Fig. 6. 169. Tipuri de caneluri și relația lor cu materialele de pe patul glaciar (Gordon et al., 1992, citat de Urdea, 2005, p. 316)

C. Morenele drumlinizate

Se asemănă cu precedentele, cu deosebirea că ansamblul de creste și coame se află la un nivel mai ridicat, ca dovadă a genezei erozionale și sculpturale a acestei morene de fund (Urdea, 2005).

D. Crestele de tip crag and tail

Ele mai sunt cunoscute și sub numele de obstacol cu trenă sau cozi de cometă (Rădoane et al., 2001). Reprezintă forme de acumulare glaciară în cavitățile dezvoltate între talpa gheţarului și patul glaciar, în aval de neregularitățile de formă mamelonară de pe acesta (fig. 6. 170).

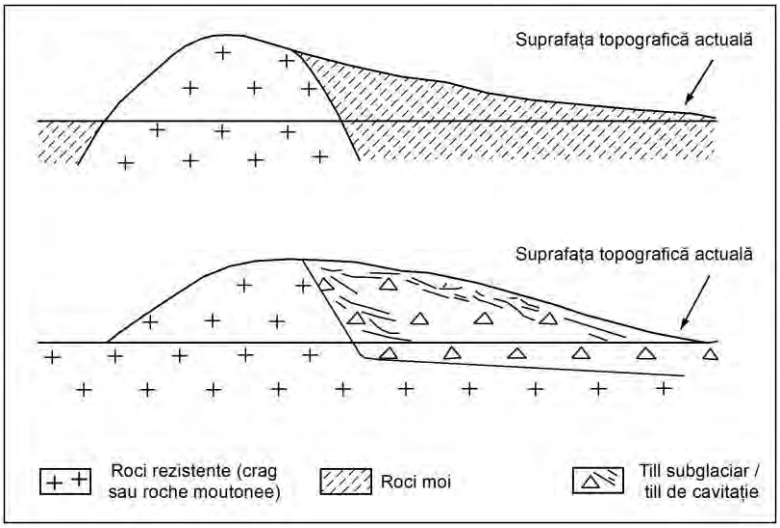

Suprafața topografică actuală
Suprafața topografică actuală
Roci rezistente (crag sau roche moutonee)
Roci moi
Till subglaciar / till de cavitație

Fig. 6. 170. Creste de tip crag and tail (Ben și Evans, 1998, citați de Urdea, 2005, p. 317)

În compoziția lor intră materiale acumulate prin adăpostire, la care se adaugă fragmente striate, dispuse cu axa lungă spre aval, direcție spre care se și înclină.

E. Eskers-urile

Eskers-urile sunt creste drepte sau sinuoase, de forma unui dig sau rambleu, alcătuite din nisip și pietriș glacio-fluvial cu înălțimi de până la 100 m, lungimi de până la 100 km, cu o lățime a bazei de la 50 la câteva sute de m (Urdea, 2005); raportul dintre lățimea la bază și înălțime este de obicei de 2:1. Conforma sursei citate, ele se formează paralel sau sub paralel cu direcția de curgere a fostului gheţar, indicând traseul foștilor torenți, specifici apelor de topire.

La o astfel de situație se ajunge deoarece gheţarii sunt străbătuți de tuneluri, canale și crevase, care în timpul sezonului de topire, îndeosebi în zona de ablație sunt umplute cu apă care transportă numeroase materiale grosiere. Ele sunt cele care după topirea gheţarului se reliefează sub forma unor creste alcătuite preponderent din nisip și pietriș. În funcție de diversitatea tunelurilor glaciare se dezvoltă tipuri specifice de eskers-uri (fig. 6. 171).

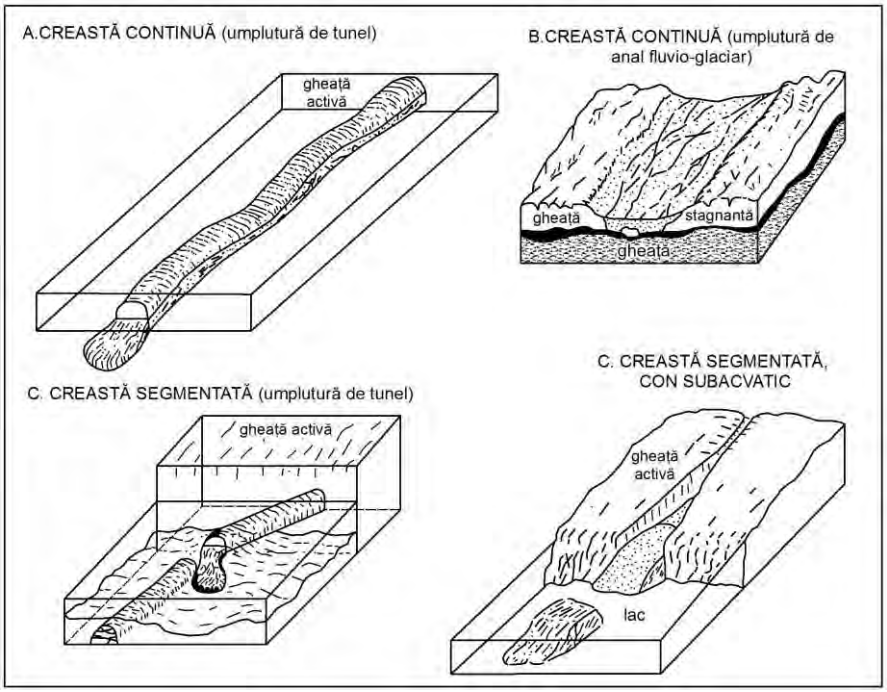


Fig. 6. 171. Schița formării a patru tipuri de eskers-uri: A – tunel continuu, B – de canal fluvio-glaciar, C – de canal segmentat, D – de canal subaerian (Ben și Evans, 1998, citați de Urdea, 2005, p. 321)

F. Morenele Rogen

Cunoscute și sub denumirea de morene cu nervuri sau morene striate (fig. 6. 172), sunt serii de creste morenaice arcuite spre amonte și dispuse transversal față de direcția mișcare a gheții, cu înălțime de până la 30 m, lățime de 50-100 și lungime de câțiva km (Urdea, 2005); între serii succesive există spații de 100 – 350 m.

Morenele Rogen au ca notă de specificitate trecerea treptată și apariția lor asociată cu drumlin-uri și forme drumlinoide (Huggett, 2003), aspect ce sugerează că materialele care alcătuiesc acest forme au fost acumulate concomitent de către procese subglaciare similare (Ben și Evans, 2010). Trecerea treptată a morenelor Rogen în drumlin-uri, ar reprezenta un stadiu timpuriu al drumlinizării unor creste transversale de materiale existente pe patul glaciar (fig. 6. 173), datorită schimbării unghiului de curgere a masei de gheață (Sugden și John, 1976, citați de Urdea, 2005). Pentru realizarea acestei treceri, autorii citați consideră că este necesară prezența unei mase de gheață bogate în debris și a unei mișcări a acesteia, care să permită împingerea și cutarea gheții bazale, în condițiile unei curgeri compresive.

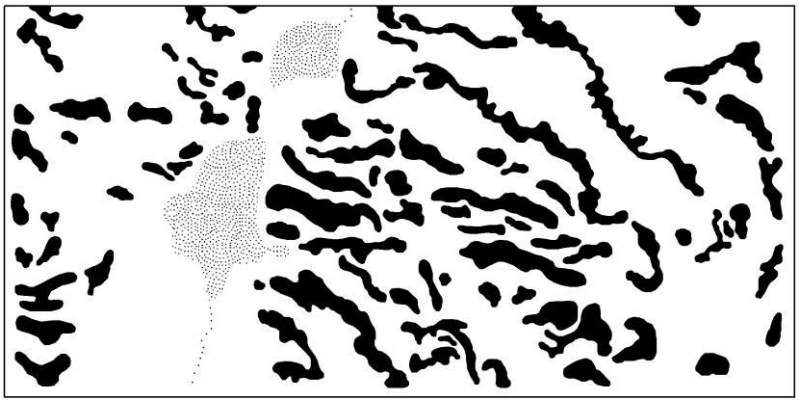


Fig. 6. 172. Forma în plan a morenelor Rogen
(Fairbridge, 1968, cit. de Rădoane et al., 2001, p. 199)

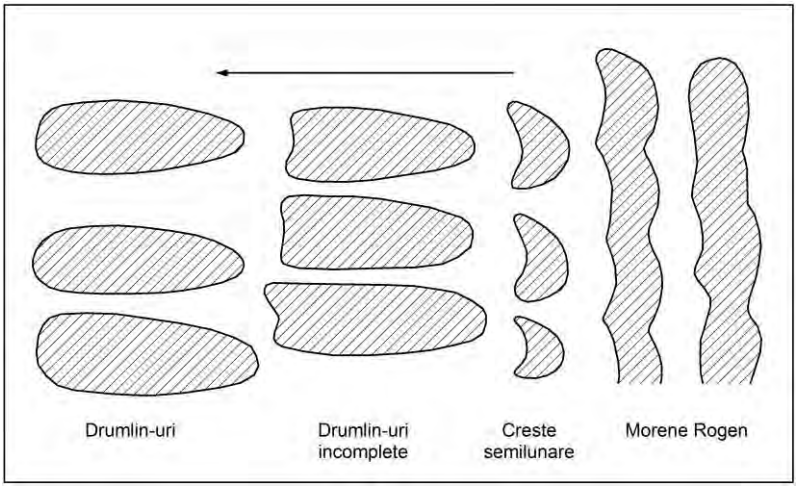


Fig. 6. 173. Relații spațiale între morenele Rogen, drumlinuri și formele drumlinoide
(Lundqvist, 1969, citat de Urdea, 2005, p. 326)

Sub aspectul compoziției aceste morene se caracterizează printr-o mare varietate de sedimente (nisipuri, pietrișuri, bolovănișuri materiale sortate) și structuri.

G. Forme subglaciare asociate gheții stagnante

Aceste morene subglaciare sunt localizate în două sectoare distincte: partea centrală a maselor de gheață, unde s-au format morenele Pulju, respectiv partea marginală, unde specifice sunt morenele Veiki și morenele mamelonare (Menzies și Shilts, 2002). Morfologia și distribuția lor haotică pare să indice condițiile unei mase de gheață pasivă, urmată de dezintegrarea ei și apoi de colaps (Urdea, 2005).

În categoria lor se cuprind: morenele Pulju, morenele Veiki și morenele mamelonare drumlinizate (Urdea, 2005).

Morenele Veiki se caracterizează printr-o morfologie specifică platourilor aproape circulare, înconjurate de o creastă domoală singulară sau dublă, fapt care le aseamănă cu niște eskers-uri semicirculare (Lundqvist, 1981, citat de Urdea, 2005), de unde ideea că ele au fost acumulate subglaciar. Există însă și opinii care pun geneza lor pe seama unei origini supraglaciare, legate de lacurile de pe suprafața masei de gheață, formare înainte de colapsul final al acesteia, din timpul fazei de deglaciere (Urdea, 2005).

Morenele Pulju se prezintă sub forma unor ridicături haotice cu aspect unduitor și mamelonar, uneori semicircular (fig. 6. 174), de 2 – 5 m înălțime, 10 – 15 m lățime și 50 – 100 m lungime (Urdea, 2005). Conform sursei citate, originea acestor morene rămâne una problematică, deoarece morfologia lor oferă indicii și despre direcția generală de curgere a gheții, motiv pentru care se bănuiește că s-au format prin strângerea sau presarea sedimentelor în crevasele superioare dinspre partea bazală, sau că ele sunt un rezultat al dezintegrării gheții din timpul deglaciației, după cum nu este exclusă nici ideea unei presiuni laterale care să fi determinat bombarea într-o masă de gheață.

Fig. 6. 174. Morene Pulju (Aario, 1990, citat de Menzies și Shilts, 2002, p. 275)

Morenele mamelonare drumlinizate reprezintă morene de fund a căror suprafață are aspectul unei succesiuni de movile, uneori alungite, și creste, cu tendință de apropiere de forma drumlin-urilor (Lundqvist, 1981, citat de Urdea, 2005). Autorul citat pune formarea lor pe seama mecanismului obișnuit al formării drumlin-urilor, precum și pe cel al suprapunerii unei morfologii de gheață moartă peste drumlin-uri mai vechi sau pe procesul de drumlinizare a unei morene mamelonare într-o etapă de reactivare a masei de gheață.

6.4.2.2.2. Morenele marginale

Aceste morene se formează la marginea gheţarilor atât prin contribuţia acestora, cât şi prin intermediul, proceselor periglaciare. Morenele marginale cunoscute şi sub denumirea de morene terminale, aflate în zona marginală a unui gheţar care avansează, şi recesionale, cele apărute în timpul unei reavansări, pe fondul general al retragerii gheţarului (Urdea, 2005). Autorul citat menţionează că, în funcţie de poziţia lor faţă de gheţar, morenele terminale sau recesionale sunt de mai multe tipuri: frontale, laterale şi lateralo-frontale, la care se adaugă morenele deformate.

A. Morenele frontale

O mare parte din materialele antrenate de către gheţari sunt acumulate pe frontul glaciar, iar după topirea acestuia se prezintă sub forma unui relief de coline în alternanţă cu depresiuni. La modul general, numărul şirurilor colinare marchează glaciaţiunile sau fazele glaciare.

Morenele frontale sau terminale au o configuraţie arcuită, cu convexitatea spre exterior, fapt care atestă o diferenţiere în frontul gheţarului sub formă de lobi (Mac, 1976). La contactul a doi lobi are loc unirea morenei frontale într-un singur aliniament formând o morenă interlobată.

Morenele frontale sunt cunoscute în Scandinavia sub denumirea de Salpausselka. Ele au o înălţime de 60 m, se întind pe sute de km, iar distanţa dintre ele, de forma unor culoare denumite pradoline (urstromtaler) este de câţiva km; profilul lor este asimetric, versantul dinspre gheţari fiind mai abrupt, iar celălalt extrem de lin (Mac, 1976).

În cazul gheţarilor de vale, individualizarea morenei frontale are loc după retragerea gheţarului (Urdea, 2000). Odată cu trecerea timpului, forma lor iniţială de potcoavă începe să se dezorganizeze, datorită intervenţiei apelor curgătoare care o pot secţiona. Localizarea morenelor frontale la diferite altitudini, este în măsură să indice succesiunea fazelor şi stadiilor glaciare.

B. Morenele laterale

Ele sunt caracteristice gheţarilor de vale şi de ieşire, care la contactul cu versanţii prezintă acumulări de debris, provenite din sectoarele marginale ale gheţarilor şi de pe terenurile adiacente, inclusiv prin intermediul avalanşelor, fapt care explică pronunţata asimetrie a multor morene laterale (Evans, 1999, citat de Urdea, 2005).

Eterogenitatea compoziţională a acestor morene se explică prin forma bombată gheţarului, din sectorul de ablaţie, cea care favorizează alunecarea debrisului supraglaciar spre margini, unde se amestecă cu cel provenit de pe versanţi (Urdea,

2005). Dimensiunea morenelor laterale este în funcție de cantitatea de materiale existente în sectorul de ablație și de timpul de staționare a ghețarului la un anumit nivel.

C. Morenele lateralo-frontale

În cazul acestor morene, din cauza transportului glaciar mai îndelungat și pe distanțe mai mari, ponderea debrisului prelucrat glaciar este mai mare comparativ cu cel care a suferit doar un transport pasiv, motiv pentru care are un grad redus de prelucrare (Urdea, 2005).

D. Morenele deformate

În această categorie se includ toate morenele frontale și lateralo-frontale, care au caracteristici morfologice și structurale determinate de procesele glacitectonice (Urdea, 2005). Acestea din urmă se referă la deformările pe care le suferă masele de gheață ale ghețarilor, împreună cu sedimentele pe care le conțin. Pentru morenele deformate se mai folosește și denumirea de morene de împingere în bloc.

Morenele de împingere în bloc se caracterizează prin prezența unor creste paralele arcuite, separate de depresiuni (fig. 6. 175), fiecare creastă corespunzând ariei frontale a unei cute culcate și/sau răsturnate (Urdea, 2005); proveniența și granulometria materialelor din componența lor este diversă și pot ajunge la înălțimi de 150 m.

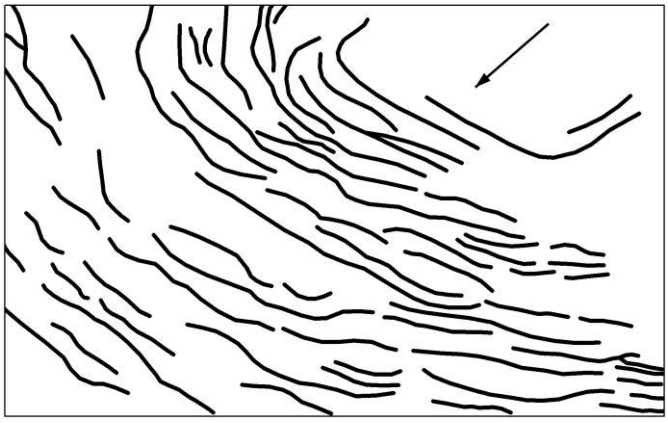


Fig. 6. 175. Forma în plan a morenelor de împingere (Fairbridge, 1968, cit. de Rădoane et al., 2001, p. 198)

În acest context, termenul de **morene de împingere** are o acoperire mai restrânsă, fiind păstrat doar pentru acele morene ale căror creste arcuite au sub 10 m înălțime, care s-au format printr-o avansare de amploare mai redusă a ghețarilor (Ben și Evans, 2010). Autorii citați menționează că spre deosebire de celelalte, aceste morene

nu sunt rezultatul unor procese glacitectonice, ci doar efectul împingerii de către fruntea gheţarului.

6.4.2.2.3. Asociaţii şi forme de acumulare supraglaciare

Pe suprafaţa gheţarilor există materiale de diverse dimensiuni, provenite de pe versanţi. După topirea gheţarilor ele se depun formând morene mediane. În această categorie se încadrează şi blocurile de mari dimensiuni transportate de către gheţari, denumite **blocuri eratice**; de exemplu, cel de la Stiemitten are o lungime de 4 km, lăţime de 2 km, iar înălţimea maximă ajunge la 20 m (Urdea, 2005). Tot în această categorie se încadrează şi Bordul Tomii, de pe valea Pietrele, din Munţii Retezat.

A. Morenele mediane

Acest tip de morene *„sunt considerate a fi cele mai izbitoare trăsături ale gheţarilor de vale complecşi, trădând prin aspectul lor grafic mişcarea simultană a gheţii şi sfărâmăturilor”* (Urdea, 2005, p. 339). Conform autorului citat, pe baza relaţiilor dintre stocul de sfărâmături şi dezvoltarea morfologică a morenelor se individualizează trei tipuri principale: morene dominant ablaţionale, morene de confluenţă glaciară şi morene de avalanşă.

B. Forme de relief generate de topirea gheţii stagnante

Morfologia terenurilor ocupate anterior de gheaţă stagnate, depinde în principal de modul de distribuţie a debrisului pe suprafaţa gheţii. Acest lucru determină o ablaţie diferenţială, însoţită de o resedimentare şi o evoluţie foarte rapidă atât a topografiei de ansamblu, cât şi a celei de detaliu (Urdea, 2005). Formele negative asociate debrisului de pe masa de gheaţă, se vor transforma după topirea masei de gheaţă în forme pozitive. În componenţa acestora intră tocmai debrisul aflat pe suprafaţa şi în masa de gheaţă, el generând forme de tipul movilelor conice, mameloanelor, crestelor circulare şi mamelonate (Kurimo, 1977).

Morenele mamelonate (hummoky moraine) imprimă terenurilor o morfologie foarte neregulată, datorită prezenţei unor movile diferite ca formă şi dimensiuni (Urdea, 2005). Ca termeni sinonimi pentru desemnarea lor se remarcă: morenă de ablaţie, morenă stagnantă sau morenă de dezintegrare (Eyles et al., 1999, citat de Urdea, 2005).

Relieful de kames-uri şi doline se caracterizează printr-o topografie în care formele pozitive, reprezentate prin kames-uri, se învecinează cu forme negative, care au aspect de dolină, denumite şi kettle (în care se pot forma şi lacuri), fiind o evidentă

expresie morfologică a prezenței proceselor termocarstice, a topirii gheții îngropate (Urdea, 2005) (fig. 6. 176).

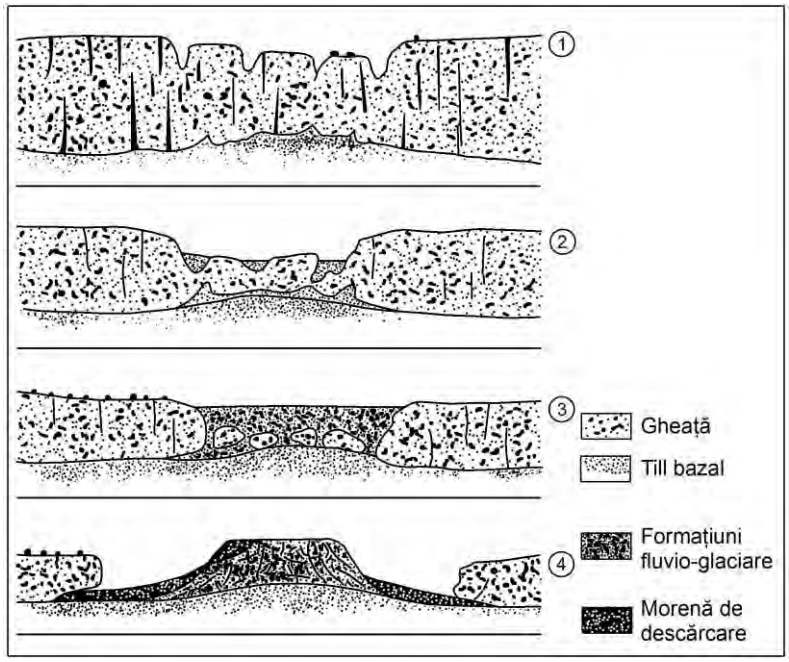


Fig. 6. 176. Formarea kames-urilor prin procese termocarstice (Veyret, 1998, citat de Urdea, 2005, p. 345)

Kames-urile sunt morene cu aspect de movilă cu versanți abrupți, alcătuite din nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri (fig. 6. 177), formate atât la nivel supraglaciar, cât și la marginea ghețarilor, prin depozitare fluvio-glaciară (Urdea, 2005). Au altitudinea relativă de 5 – 70 m, diametrul de 100 – 2.000 m (Grecu, 1997).

Pentru indicarea kames-urilor, având în vedere morfologia variată a lor, se folosesc și următoarele denumiri: platou de kames, terasă de kames, kames-uri deltaice etc.

Dolinele numite și *kettle* reprezintă depresiuni circulare, formate în urma subsidenței till-ului datorită topirii lentilelor de gheață; au diametru de 20 – 300 m, adâncimi de până la 8 – 10 m.

Câmpiile de spălare cu gropi (kettled sandar, pitted sandar sau kettled outwash plains) reprezintă câmpii de împrăștiere fluvio-glaciară, pe suprafața cărora sunt prezente depresiuni rezultate în urma topirii unor blocuri de gheață prezente în till sau implântate în acesta (Urdea, 2005). Conform sursei citate, aspectul gropilor circulare, eliptice sau neregulate, cu diametre de 200 – 300 m și adâncimi sub 20 m, poate să fie sub formă de crater obișnuit, de crater cu buze răsfrânte sau umplute cu materialele prezente în blocul de gheață.

Ele se numesc solle sau zolii în Câmpia Germano-Polonă, de unde denumirea de câmpie cu zolii.

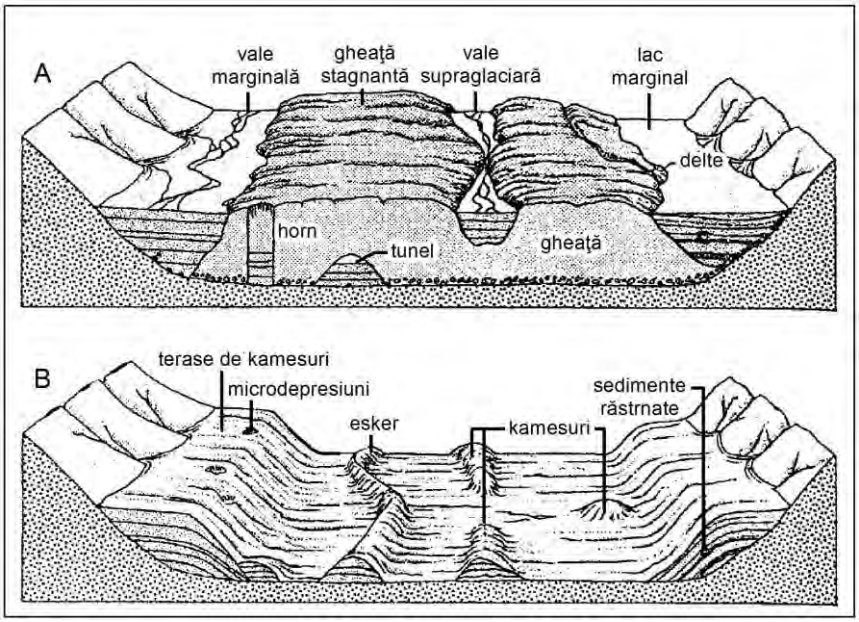


Fig. 6. 177. Blocdiagrame sugerând geneza formelor de acumulare glaciară (Flint și Skinner, 1977, citat de Cioacă, 2006, p. 248)

6.4.2.2.4. Asociații și forme de acumulare proglaciare

Mediul proglaciar se referă la condițiile din fața frunții gheţarilor, unde procesele morfogenetice sunt dominate de intrările apelor de topire și sedimentele venite din masa de gheață (Urdea, 2005).

Materialele care ajung în mediul proglaciar sunt aduse de către gheţari și de către apele de topire, din sectorul bazal al acestora.

Dintre formele rezultate pentru gheţarii de calotă cea mai expresivă este **câmpia de sandre** (câmpie nisipoasă) sau de împrăștiere fluvio-glaciară, iar pentru cei de vale **trena de vale**.

Relieful câmpiilor de împrăștiere fluvio-glaciară este condiționat de următorii factori (Maizels, 2002): volumul materialelor intrate, topografia și ajustarea la aria receptoare și modul de distribuire a materialelor în arealul proglaciar. Deoarece câmpiile de împrăștiere și trenele de vale se dezvoltă prin îngemănarea conurilor fluvio-glaciare, ele au o declivitate destul de scăzută în profil longitudinal. Din acest motiv râurile care le drenează sunt din categoria celor împletite.

Aceste câmpii și trene de vale sunt frecvent inundate datorită descărcării rapide a lacurilor glaciare situate în amonte de ele.

6.4.2.2.5. Asociații și forme de acumulare glaciolacustre și glaciomarine

Materialele transportate de gheţari pot fi acumulate în medii glaciolacustre şi glaciomarine, formând morene subacvatice şi delte glaciofluviale (Urdea, 2005).

A. Morene subacvatice

În cazul gheţarilor care au o frunte lacustră sau marină neflotantă, în sectorul de contact cu fundul apei se formează acumulări morenaice subacvatice, denumite şi bancuri morenaice (morainal banks) (Urdea, 2005). Ele se pot dezvolta şi prin îngemănarea conurilor subacvatice. În categoria lor se includ:

- **crestele morenaice de linie de eşuare** (grounding-line) – ele pot avea până la 350 m lungime, sub 3 m înălţime şi sunt dispuse paralel între ele la distanţe de 10 – 200 m, urmărind fruntea calotei glaciare în retragere (Urdea, 2005);

- **morenele De Geer** se formează într-un mediu subglaciar-subacvatic (Huggett, 2003). Ele sunt de forma unei succesiuni de creste discrete şi înguste, fie scurte şi drepte, fie lungi şi şerpuitoare (fig. 6. 178), cu înălţimi mai mici de 15 m, cu distanţe de cel mult 300 m între ele (Sugden şi John, 1976, citaţi de Urdea, 2005).

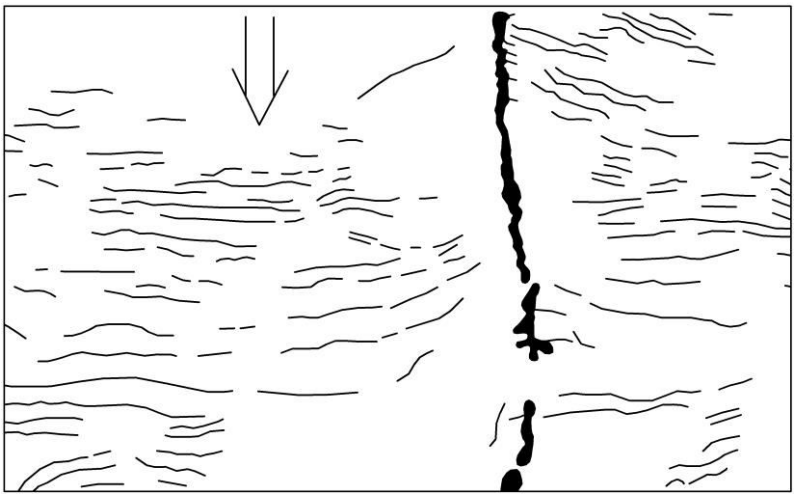


Fig. 6. 178. Forma în plan a morenelor De Geer
(Fairbridge, 1968, citat de Rădoane et al., 2001, p. 200)

Formarea lor este pusă fie pe seama crevaselor bazale (fig. 6. 179) fie pe cea a variaţiilor sezoniere ale apei lacului sau marii care determină formarea de rampe de gheaţă şi apoi desprinderea de iceberguri (fig. 6. 180);

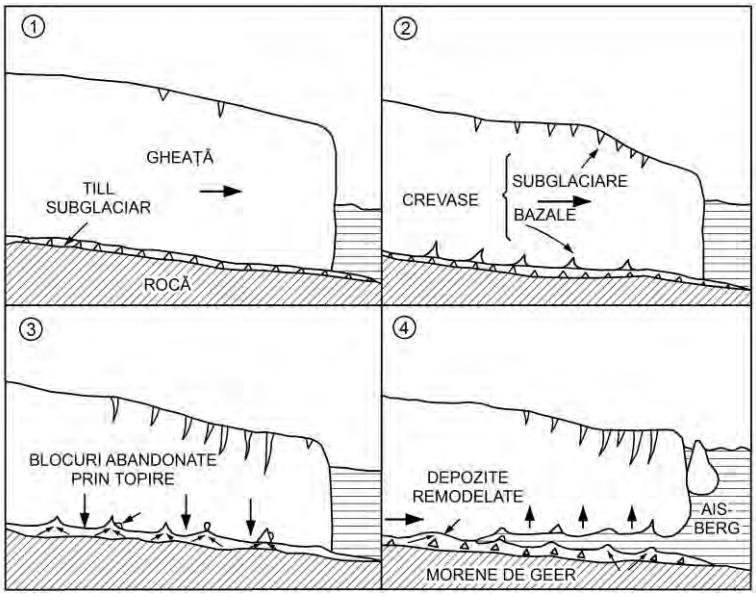


Fig. 6. 179. Modelul formării morenelor De Geer
(Ziliacus, 1989, citat de Urdea, 2005, p. 354)

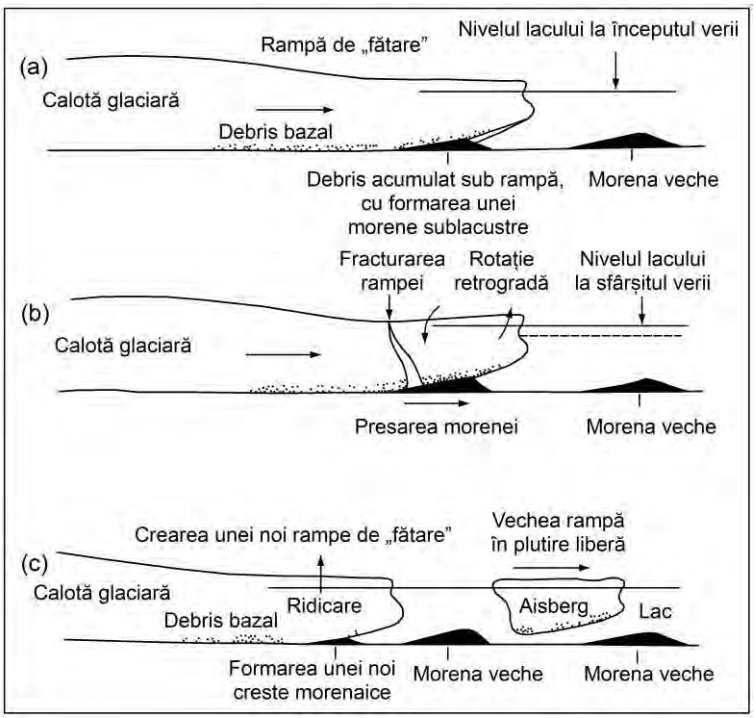


Fig. 6. 180. Modelul de formare a morenelor De Geer ca morene anuale
(Holdsworth, 1973, citat de Urdea, 2005, p. 354)

- morenele gheţarilor de şelf reprezintă acumulări liniare de tip till, care au creasta puţin exprimată şi o declivitate redusă, formându-se doar dacă frontul glaciar se menţine mult timp stabil pe acelaşi aliniament (Urdea, 2005).

B. Deltele glaciofluviale

Ele sunt cele care se formează în condiţiile unui mediu glaciar. Se deosebesc în acest sens (Ben şi Evans, 2010):

- **deltele alimentate de către gheţari** (glacier-fed deltas) se dezvoltă prin acumularea materialelor transportate de către torenţii proglaciari;

- **deltele de contact cu gheaţa** (ice-contact deltas) se formează prin acumularea materialelor în contact direct cu masele de gheaţă, fiind un fel de kame deltaice caracterizate prin existenţa unor structuri sedimentare influenţate de tipul frontului glaciar şi de variabilitatea lui, de unde şi succesiunea de faciesuri caracteristice (Lonne, 1993, citat de Urdea, 2005).

6.5. RELIEFUL PERIGLACIAR

Formele de relief periglaciare sunt rezultatul acţiunii directe a doi componenţi ai mediului. Primul este atmosfera, cea prin intermediul căreia vine frigul, care la rândul său determină procesul de îngheţ permanent al substratului, şi de asemenea, are o dinamică proprie a maselor de aer, cele care ajută la transportul zăpezii şi aciculilor de gheaţă. Cel de-al doilea este hidrosfera, cea care pune la dispoziţie apa care îngheaţă şi zăpada. Acestora li se adaugă şi alte variabile controlate de: relieful preexistent, rocă, structură, vegetaţie etc.

În aceste condiţii, în teritoriile în care un rol principal în modelarea scoarţei îl are îngheţul peren la suprafaţă (fără formarea gheţurilor din cauza precipitaţiilor reduse) sau în substrat, unde uneori se formează gheaţă ascunsă, reprezintă domeniul modelării periglaciare (Mac, 1976). În cadrul lui nu se includ teritoriile în care, în sezonul rece apare îngheţul şi starea solidă de agregare a apei, deoarece ele nu determină o morfologie specific periglaciară, ele fiind doar procese asociate celor dominante (fluviale, litorale, eoliene, antropice etc.).

Conceptul de periglaciar. Termenul de periglaciar a fost introdus în ştiinţă de către Lozinski (1909) pentru a indica mediul geomorfologic şi formele de relief rezultate în vecinătatea gheţarilor din Pleistocen.

Pentru explicarea proceselor periglaciare au fost utilizaţi şi alţi termeni: paraglaciar (Grahmann, 1932), subnival (Troll, 1944), fenomene criergice (Bauling, 1957) etc. Cu toate acestea, noţiunea de periglaciar, adoptată de Uniunea Internaţională de Geofizică din 1954, a rămas consacrată cu un sens larg, cel de

procese geomorfologice care determină geneza formelor de relief, prin acțiunea dominantă a îngheț-dezghețului (Mac, 1996).

Ulterior, termenul a primit un sens mai complex, prin el înțelegându-se în prezent mediul geomorfologic în care acțiunea proceselor de îngheț-dezgheț este dominantă, pe fondul unor temperaturi medii multianuale negative sau de până la + 3 ºC, limită până la care se pot produce solifluxiunile (Rădoane et al., 2001).

Semnificația noțiunii de periglaciar, introdusă inițial pentru a indica pozițional teritoriile cu procese specifice climatului de la periferia calotelor glaciare, a fost ulterior extinsă, pentru a cuprinde și teritorii care au condiții climatice similare, chiar dacă se află la distanțe de 2.000 – 3.000 km, de teritoriile cu substrat veșnic înghețat, pe măsură ce au fost identificate noi suprafețe cu permafrost (Rădoane et al., 2001).

S-a ajuns în ultimul timp, că atunci când se vorbește de domeniul periglaciar, alături de poziția la nivelul Terrei să conteze și condițiile climatice, în care se desfășoară procesele periglaciare. În aceste context, a fost necesară delimitarea unor etaje periglaciare și în unitățile montane din zona temperată, așa cum se întâmplă și în cazul Munților Carpați, unde la altitudini de peste 2.000 m se întâlnesc condiții unei modelari periglaciare, însoțită de forme de relief specifice.

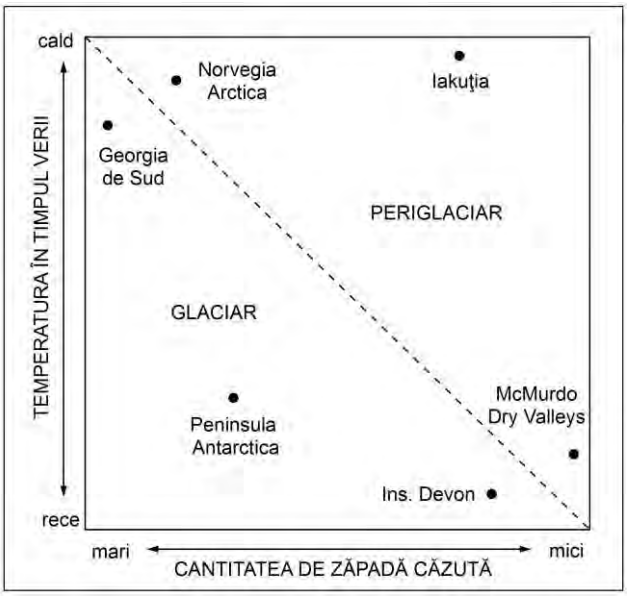


Fig. 6. 181. Pragul temperaturilor de vară și al căderilor de zăpadă care separă mediile morfogenetice periglaciare și glaciare (Chorley et al., 1984, p. 495)

De asemenea, trebuie făcută distincția între domeniul de modelare glaciar și cel periglaciar, separate de un prag destul de clar, determinat de temperatura din timpul verii și cantitatea de zăpadă căzută iarna (Rădoane et al., 2001). În condițiile în care zăpada căzută în sezonul rece se topește pe parcursul sezonului cald, în

condițiile unei temperaturi medii multianuale mai reduse de 3 °C, procesele periglaciare sunt cele care contribuie la modelarea substratului (fig. 6. 181); în schimb dacă zăpada căzută de-a lungul anului nu se topește în totalitate în sezonul cald, ea se acumulează de la an la an, fapt care determină formarea gheţarilor și existența unei modelări glaciare a substratului.

În cadrul domeniului periglaciar modul de manifestare a îngheț-dezgheţului și consecințele sale geomorfologice sunt în funcție de: intensitatea sa, numărul de cicluri și durată. Alături de îngheț-dezgheț o serie de alte procese – gelifracția, nivația, eolizația, gelifluviația etc. - își pun amprenta asupra morfologiei periglaciare.

Alături de varietatea proceselor menționate, neuniformitatea modelării periglaciare este întreținută de neuniformitatea substratului și a învelișului vegetal (Mac, 1976).

Substratul intervine îndeosebi prin modul de comportare a rocilor față de procesele periglaciare. În acest sens se deosebesc roci gelive (gresii, conglomerate, calcare) și roci foarte gelive (nisipuri, marne, argile nisipoase). Gradul de gelivație prezintă diferențieri în funcție de intensitatea, durata și frecvența îngheț-dezgheţului, motiv pentru care roci de tipul graniturilor, bazalturilor și calcarelor se pot degrada ușor, în cazul înghețurilor puternice frecvent însoțite de dezgheț (Mac, 1976).

Raportat la vegetație procesele periglaciare se manifestă pe terenuri cu un covor vegetal discontinuu alcătuit din ierburi rare și/sau arbuști. În acest context, chiar dacă în tundră sau în etajul montan subalpin se înregistrează temperaturi medii multianuale favorabile proceselor periglaciare, prezența unui înveliș ierbos consistent, care intră în componența pajiștilor specifice, limitează procesele periglaciare.

În cadrul domeniului periglaciar, un factor important îl reprezintă declivitatea terenurilor. În funcție de acesta va fi manifestarea proceselor geomorfologice și morfologia substratului asupra căruia ele acționează, motiv pentru care tipologia formelor de relief are de cele mai multe ori la bază acest criteriu.

Permafrostul. Derularea proceselor periglaciare este influențată pe suprafețe considerabile de prezența permafrostului. Termenul a fost introdus de Muller (1943, citat de Rădoane et al., 2001) ca o abreviere pentru expresia *permanently frozen*. Cu toate că inițial termenul a fost folosit doar pentru depozitele în care prezența gheții este o realitate, sensul a fost lărgit la cel de condiție termică a substratului, care trebuie să aibă o temperatură medie anuală mai mică de 0 °C, cel puțin doi ani consecutiv (French, 2007).

Partea superioară a permafrostului, care este supusă zilnic, anual sau multianual îngheț-dezgheţului este denumită ***molisol*** (sau strat activ), în timp ce partea bazală, care rămâne permanent înghețată este numită ***pergelisol***. La nivelul molisolului, a cărui grosime variază între câțiva decimetri și câțiva metri (6 – 8 în Siberia) există un suborizont de suprafață în care îngheț-dezgheţul are loc zilnic, îndeosebi la trecerea de la sezonul de iarnă la cel de vară (Ielenicz, 2005). Restul molisolului este reprezentat

de un suborizont mai puțin sensibil la oscilațiile termice diurne, care se dezgheață doar vara, influențând procesele care se petrec la partea superioară (Ielenicz, 2005).

În cadrul permafrostului pot exista areale neînghețate, denumite zone talik (French, 2007). Ele se formează pe de o parte datorită căldurii latente, formate în urma trecerii apei din stare lichidă în stare solidă, iar pe de alta ca rezultat al creșterii volumului apei înghețate.

În funcție de regimul termic și factorii locali, permafrostul se diferențiază în mai multe tipuri (Urdea, 2000, Rădoane et al., 2001):

- *permafrostul continuu* se întâlnește în teritoriile în care temperatura medie multianuală se menține sub –6 ºC. El are grosimi foarte mari, care frecvent depășesc 100 m, putând ajunge chiar și la 1.000 m (fig. 6. 182). Formează un areal continuu și are un strat activ cu o grosime redusă, de doar 10 – 100 cm; sub aspect procentual substratul permanent înghețat ocupă peste 90% din suprafața acestor teritorii;

- *permafrostul discontinuu* are apariții insulare în teritoriile în care temperatura medie multianuală variază între –6 °C și –1,5 °C. Are grosimi ce variază de la 10 cm la 100 m; substratul permanent înghețat ocupă între 35 și 90% din suprafață;

- *permafrostul sporadic* caracterizează teritoriile cu temperaturi medii multianuale cuprinse între –1 °C și –2°C; substratul permanent înghețat ocupă între 10 și 35% din suprafață;

- *permafrostul insular* este specific teritoriilor în care substratul permanent înghețat ocupă mai puțin de 10% din suprafață.

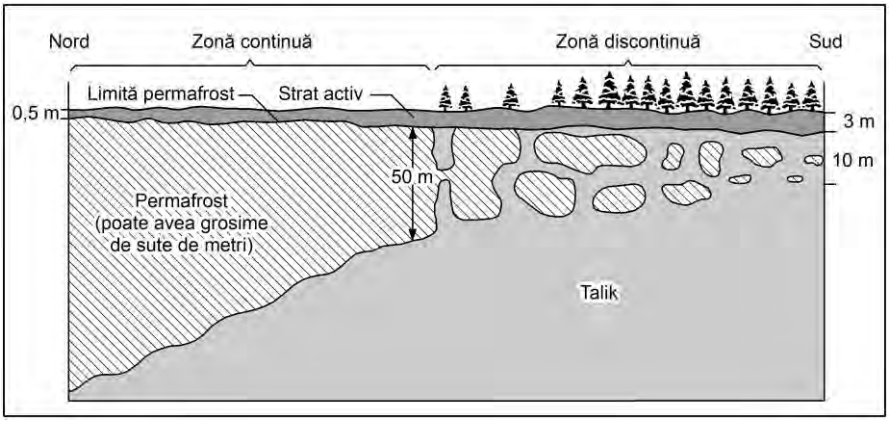


Fig. 6. 182. Profil prin zona de permafrost continuu și discontinuu din Canada (Brown, 1970, citat de Hugget, 2005, p. 239)

Alături de aceste tipuri latitudinale există *permafrostul montan* și *permafrostul de platou* (Urdea, 2000). Permafrostul montan - alpin sau de mare altitudine - reprezintă permafrostul existent la altitudini superioare, în zonele de medie și mică latitudine (IPA, 1998, citat de Urdea, 2000). În cazul permafrostului montan se deosebesc etajul

permafrostului continuu, etajul permafrostului discontinuu şi cel al permafrostului sporadic; în cadrul etajului permafrostului discontinuu separându-se subetajul permafrostului discontinuu extins (widespread discontinuous permafrost), cu o prezenţă a permafrostului pe mai mult de 50% din suprafaţă, şi subetajul permafrostului discontinuu peticit (patchy discontinuous permafrost), limita dintre aceste subetaje aflându-se la nivelul izotermei de -4,5 ºC (Urdea, 2000). Fiind o consecinţă şi o materializare a etajării altitudinale, permafrostul montan, conform sursei citate, este dependent de o mulţime de factori ecologici dintre care se remarcă: relieful prin altitudine, înclinare şi expoziţie, cele care introduc anumite particularităţi morfoclimatice, grosimea şi durata stratului de zăpadă, vegetaţia cu rolul său izolator, caracteristicile mineralogice, petrografice, geotehnice şi hidrogeologice ale substratului, considerate sub aspectul transferului de căldură etc. Permafrostul de platou este specific Podişului Tibet.

Permafrostul ocupă aproximativ 20% din suprafaţa uscatului, în regiunile polare şi masivele montane înalte. După Washburn (1979, citat de Rădoane et al., 2001), el are următoarea distribuţie: Emisfera nordică 22,35 mil. km^2 (7,64 mil. km^2 permafrost continuu şi 14,71 mil. km^2 permafrost discontinuu); Antarctica 13,21 mil. km^2 (numai permafrost continuu); munţii înalţi 2,59 mil. km^2 (numai permafrost discontinuu), ceea ce înseamnă, în total, circa 38,15 mil. km^2 (din care, 20,85 mil. km^2 permafrost continuu şi 17,30 mil. km^2 permafrost discontinuu).

Formele periglaciare în diverse părţi ale Terrei, localizate în teritorii care actualmente au un mediu incompatibil cu cel necesar proceselor periglaciare, sunt considerate relicte (French, 2007).

Se poate concluziona că în funcţie de repartiţia latitudinală şi altitudinală domeniul periglaciar are două subdomenii:

- subdomeniul latitudinilor mari - începe de la limita nordică şi sudică a pădurilor latitudinale şi se continuă până în domeniul oceanic sau glaciar; manifestarea procesele periglaciare are la bază amplitudinile termice anuale.

- subdomeniul altitudinilor înalte sau etajul periglaciar montan - caracterizat de temperaturi medii multianuale cuprinse între de +3 şi -5 ºC; sub aspect altitudinal el începe de la 1.800 m în zona temperată şi 3.000 m în cea caldă, iar ciclurile gelive diurne şi amplitudinile termice mari au un rol important în modelarea substratului.

6.5.1. Procesele periglaciare

Cunoaşterea proceselor şi mecanismelor geomorfologice caracteristice domeniului periglaciar sunt în măsură să faciliteze înţelegerea genezei şi evoluţiei formelor de relief specifice.

Cu toate că în domeniul periglaciar de modelare nu există o distincţie netă între eroziune, transport şi acumulare, ele sunt prezente, doar că au o manifestate mai

discretă. Maniera specifică de lucru a agenților și proceselor este cea care individualizează domeniul periglaciar.

6.5.1.1. Gelifracția

Denumită și acțiunea îngheț-dezghețului ea este cel mai caracteristic proces din domeniul periglaciar, prin care are loc dezagregarea rocilor; materialele rezultate poartă denumirea de gelifracte. În funcție de particularitățile locale, acțiunea îngheț-dezghețului se diversifică luând forma unor procese de sine stătătoare, fiecare cu mecanisme specifice.

Cu toate că îngheț-dezgheț este influențat de o serie de factori, acțiunea lui asupra substratului se exercită prin transformarea apei din fisuri și porii rocilor în gheață (Mac, 1976). Gheața poate să apară sub formă de: polei, pipkrake (ace de gheață formate pe substrat care au la partea superioară fragmente din acesta), lentile și straturi interne, conuri de gheață, pingo etc. (fig. 6. 183).

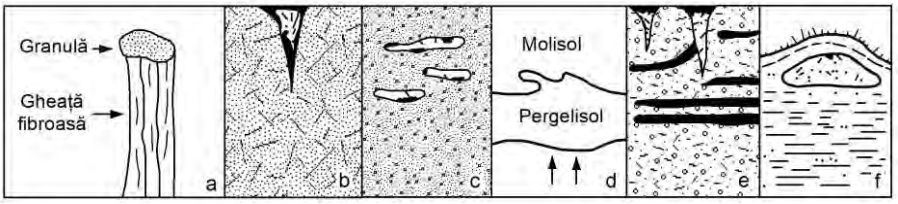


Fig. 6. 183. Forme de gheață în substrat: a – pipkrake, b – pene, c – lentile, d – permafrost, e – pene și fisuri, f – hidrolacolit (Mac, 1976, p. 319)

Prezența gheții în substrat determină apariția unor tensiuni mecanice în roci, care vor duce la modificări de poziție, de tipul microcutelor, bombărilor și crăpăturilor (Mac, 1976). La rândul său dezghețul duce la apariția apei în stare lichidă. Când sunt supraumectate orizonturile de sol încep să curgă din cauza manifestării solifluxiunii.

Datorită îngheț-dezghețului în domeniul periglaciar se produc procese de crioturbație. Termenul provine de gr. *cryos* - rece și lat. *turbare* - deranjare (Rădoane et al., 2001). Conform autorilor citați crioturbația reprezintă ansamblul deranjamentelor și deplasărilor materialelor din componența solului, a scoarței de meteorizație sau a rocilor neconsolidate sub efectul îngheț-dezghețului.

În cadrul crioturbației se includ următoarele (Rădoane et al., 2001): elevația periglaciară și împingerea laterală, deformări ale depozitelor stratificate, fisurarea, gelicreep-ul, solifluxiunea etc.

Elevația periglaciară (frost heaving) și **împingerea laterală** (frost thrusting) se referă la mișcarea pe verticală sau pe orizontală a particulelor minerale din substrat datorită înghețului și a formării gheții de segregație (French, 2007). Predominant este

procesul de elevație periglaciară, în care predomină mișcarea pe verticală a particulelor minerale supuse presiunii criostatice (Rădoane et al., 2001). Prezența elevației periglaciare este demonstrată și de scoaterea din substrat a unor piloni de poduri.

Explicarea producerii acesteia se face cu ajutorul ipotezei extragerii prin îngheț (frost pull) și a ipotezei împingerii prin îngheț (frost push).

Ipoteza extragerii prin îngheț presupune că fragmentele de rocă împreună cu materialele mai fine sunt ridicate vertical spre suprafață datorită contractării substratului prin îngheț (Rădoane et al., 2001). Practic în timpul dezghețului, materialele mai fine coboară adunându-se în jurul fragmentelor de rocă mai mari, a căror parte inferioară rămâne înghețată (fig. 6. 184). După topirea gheții de sub fragmentele de rocă, golurile formate sunt umplute treptat cu materiale fine, prin împingerea laterală a materialelor spre locurile cu rezistență mică (Rădoane et al., 2001).

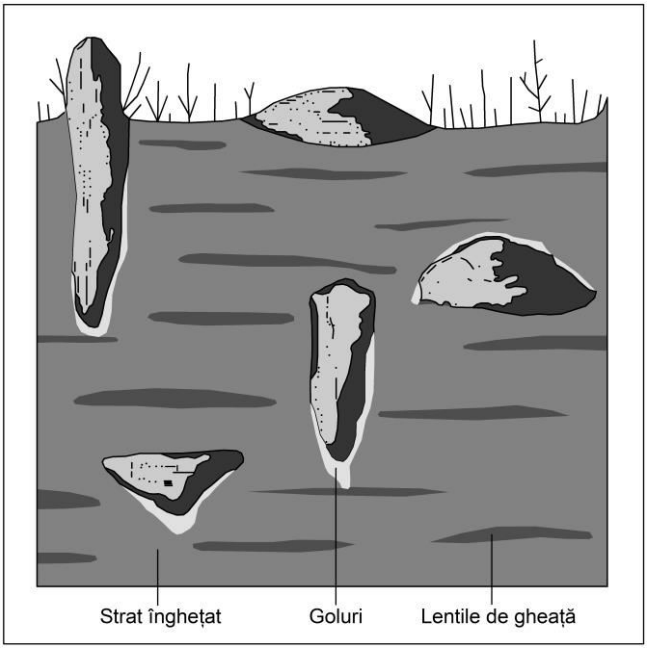


Fig. 6. 184. Modul de deplasare al pietrelor ca urmare a proceselor de îngheț-dezgheț (Ritter, 1986, citat de Rădoane et al., 2001, p. 223)

Ipoteza împingerii prin îngheț pornește de la premisa că fragmentele de rocă individuale reprezintă conductori mult mai eficace a căldurii decât solul, care este mai poros. În consecință, blocurile de rocă se vor răcii mult mai repede, astfel încât prima gheață care se formează în lungul planurilor de îngheț, va fi cea din jurul și mai ales de la baza pietrelor, fapt care va determina împingerea spre suprafață a acestora (Rădoane et al., 2001).

Deformările depozitelor stratificate sunt rezultatul repetării îngheț-dezgheţului. El determină ca depozitele din partea activă a substratului (molisolul) să sufere deformări tipice, în urma cărora liniile traseului stratificaţiei devin curbe (Rădoane et al., 2001). Aceste deformaţii sunt denumite involuţii. Autorii citaţi menţionează că ele se formează în timpul genezei gheţii de segregaţie, ca efect al presiunii stratului de gheaţă de la partea superioară a molisolului, în felul următor: în orizontul de la partea superioară cu exces de umiditate, înghețul lent imprimă o presiune spre masa depozitelor încă neînghețate, dar vâscoase, fapt care permite deplasarea particulelor şi orientarea lor spre zonele cu presiune mai mică; în acelaşi timp, migrarea particulelor spre stratul activ, este limitată de presiunea care vine dinspre partea superioară a permafrostului; se ajunge în aceste condiţii la formarea unui curent de mişcare a particulelor, care din cauza presiunilor inegale la care este supus tinde spre o traiectorie sinusoidală.

Procesele de fisurare datorate înghețului (frost cracking) determină formarea de crăpături la suprafaţa terenului, datorită contracţiei termice (fig. 6. 185), care are loc la temperaturi mai scăzute decât cele de îngheţ (Rădoane et al., 2001).

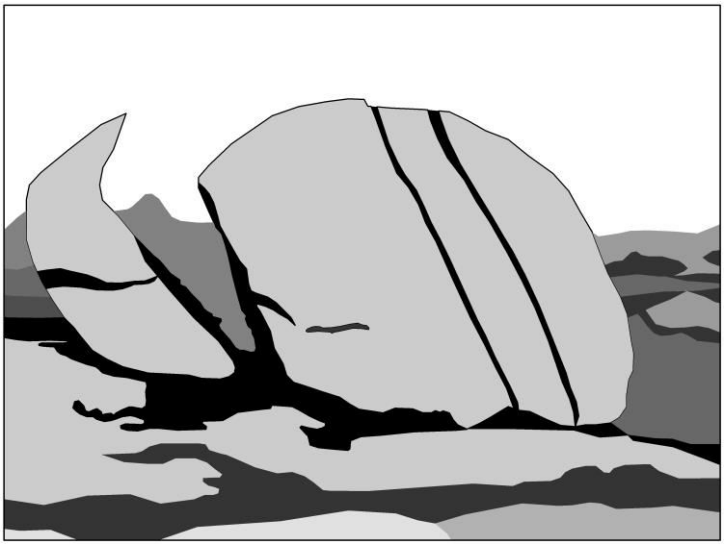


Fig. 6. 185. Fisurarea unui bloc de rocă prin frost-cracking (după Rădoane et al., 2001, p. 225)

Gelicreep-ul este un proces de deplasare lentă şi individuală a particulelor, ca rezultat al schimbării de volum a materialelor din substrat; se deosebeşte de alte tipuri de creep datorită prezenţei îngheţ-dezgheţului, proces care determină apariţia ciclurilor de contracţie dilatare (Rădoane et al., 2001).

Solifluxiunea este procesul care se referă la deplasarea solului pe un substrat înghețat. Procesul de solifluxiune este activ îndeosebi în teritoriile cu permafrost,

condiții în care apa rezultată din topirea părții superioare a acestuia nu poate pătrunde în substratul înghețat (fig. 6. 99). Îndeosebi în timpul verii solul este supraumectat ceea ce îl face să se comporte ca un fluid vâscos (Rădoane et al., 2001). Cu toate că orizonturile de sol supraumectate se pot deplasa și pe terenuri cu pantă mai mică de 5º, cele mai predispuse sunt cele cu declivități cuprinse între 5 și 15º. Producerea solifluxiunii este controlată și de alte variabile dintre care se remarcă granulometria depozitelor, panta și vegetația. De exemplu, comparativ cu argilele și solurile siltice, pietrișul și nisipul grosier se drenează foarte repede, motiv pentru care sunt mai susceptibile la solifluxiune (Rădoane et al., 2001).

6.5.1.2. Nivația

Nivația este un proces complex, specific domeniului periglaciar, care reprezintă acțiunea zăpezii asupra substratului. Ea se manifestă prin eroziune mecanică, eroziune chimică, transport și acumulare, toate cu efecte semnificative în morfologia terenurilor (Rădoane et al., 2001).

Deplasarea zăpezii acumulate la nivelul substratului, datorită gravitației, are loc sub forma avalanșelor. Ele sunt procese gravitaționale, care afectează masele de zăpadă ce alunecă sau se rostogolesc conform pantei, mărindu-și în aval volumul, greutatea și viteza (Grecu, 1997).

Relieful preexistent influențează producerea avalanșelor prin următoarele caracteristici (Pudasaini și Hutter, 2007): declivitate (versanții cu înclinări cuprinse între 30 și 45º sunt cei mai favorabili inițierii avalanșelor), altitudinea, orientarea (majoritatea avalanșelor se produc pe suprafețe cu orientare nordică, nord-estică și vestică; efectul orientării se datorează și interacțiunii sale cu radiația solară și vântul), morfologia terenului și rugozitatea substratului (în funcție de care va fi tipul și dimensiunea avalanșei).

Prin intermediul lor, alături de zăpadă sunt transportate și cantități apreciabile de depozite neconsolidate.

În urma producerii avalanșelor se formează culoarul de avalanșă, ca formă de eroziune și morenele nivale, ca formă de acumulare, alcătuite din materiale transportate de avalanșă.

Se disting mai multe **tipuri de avalanșe** (Ielenicz, 2005):

- ***avalanșe de zăpadă înghețată*** – ele au loc pe versanții circurilor și văilor glaciare și reprezintă un amestec de zăpadă, gheață, gelifracte și resturi vegetale, motiv pentru care exercită o puternică acțiune asupra substratului;

- ***avalanșe umede*** – au loc fie datorită unei încălziri rapide ce provoacă o topire bruscă a stratului superior de zăpadă, fie datorită unor precipitații lichide, peste zăpada existentă; în ambele situații are loc creșterea greutății stratului de zăpadă,

prin îmbibarea cu apă, fapt care duce la ruperea echilibrului şi la deplasări ale masei de zăpadă cu viteze ce pot depăşii 80 km/h;

- ***avalanşe uscate*** – ele afectează straturile de zăpadă proaspătă rezultate în urma unor ninsori abundente; fiind un amestec de zăpadă şi aer în timpul deplasării masa de zăpadă poate ajunge la viteze de 200 km/h, iar uneori chiar la 500 km/h (Pudasaini şi Hutter, 2007).

- ***avalanşe de pietre*** – se produc în lungul torenţilor şi ravenele din etajul montan alpin, cu declivitate mare şi în care există gelifracte instabile, ce sunt antrenate în cantităţi mari, odată cu zăpada care se deplasează gravitaţional.

Prezenţa zăpezii nu rămâne fără urmări nici după topirea ei, deoarece apa rezultată va umecta substratul, va curge pe acesta şi va determina denudare peliculară şi eroziune prin intermediul curenţilor concentraţi, formând depozite periglaciare proluviale (Mac, 1976).

6.5.1.3. Eolizaţia

Procesul de modelare a reliefului din domeniul periglaciar, prin intermediul vântului încărcat cu cristale de zăpadă şi gheaţă, este cunoscut sub denumirea de eolizaţie. În urma procesului apar atât forme de eroziune (relief ruiniform), cât şi de acumulare (depuneri de loess, dune nivo-eoliene alcătuite din nisip, aciculi de gheaţă şi zăpadă etc.).

În teritoriile periglaciare arctice şi antarctice, pe fondul prezenţei unor centre barice care asigură o dinamică evidentă a maselor de aer, acţiunea eoliană este favorizată şi de lipsa unui covor vegetal consistent şi de caracterul arid al climatului (Mac, 1976).

Eolizaţia se manifestă prin coraziune şi deflaţie periglaciară, precum şi prin acumulare. Prima determină cizelura proeminenţelor, formarea pietrelor rotunjite şi făţuite şi sculptarea unor excavaţii, iar cea de-a doua la depunerea materialelor transportate sub forma unor depozite nivo-eoliene.

6.5.1.4. Gelifluviaţia

În sezonul cald, râurile sunt puse în situaţia de a transporta cantităţi apreciabile de aluviuni, provenite din malurile degradate prin gelifracţie şi de pe suprafaţa bazinelor hidrografice.

În majoritatea cazurilor paturile fluviale rămân îngheţate, determinând dezvoltarea eroziunii laterale, care are ca rezultat lărgirea albiilor şi scăderea adâncimii apei. Prezenţa aluviunilor în albie, determină reducerea debitelor tranzitate. În urma deplasărilor laterale a cursurilor de apă se formează terase de eroziune şi acumulare (Mac, 1976), denumite şi terase fluvio-periglaciare (Rădoane et al., 2001).

6.5.1.5. Cryocarstul

Acest proces mai este denumit şi termocarstificare şi se manifestă în teritoriile periglaciare care au gheaţă în substrat. Prin topirea gheţii în substrat se formează cavităţi sau goluri subterane care prin prăbuşire formează depresiuni negative (allas-uri).

6.5.2. Forme de relief periglaciare

Formele de relief din domeniul periglaciar sunt fie rezultatul manifestării unuia dintre procesele prezentate anterior, fie al conlucrării dintre ele, cum de altfel se întâmplă în cele mai multe dintre cazuri.

6.5.2.1. Forme periglaciare pe suprafeţe plane

6.5.2.1.1. Desenele periglaciare

Pentru desemnarea lor în literatura de specialitate se foloseşte termenul de **patterned ground** (Rădoane et al., 2001). El poate fi tradus şi prin figuri periglaciare şi vine să înlocuiască denumirea de soluri poligonale, utilizată în literatura românească. Sub cupola termenului desene periglaciare sunt reunite majoritatea formelor de relief rezultate în urma proceselor de crioturbaţie: poligoanele, cercurile de pietre, reţelele periglaciare, terasetele (treptele), benzile (fig. 6. 186). Cu toate că apar în teritoriile cu permafrost, prezenţa lor nu este obligatoriu condiţionată de îngheţul veşnic (Rădoane et al., 2001).

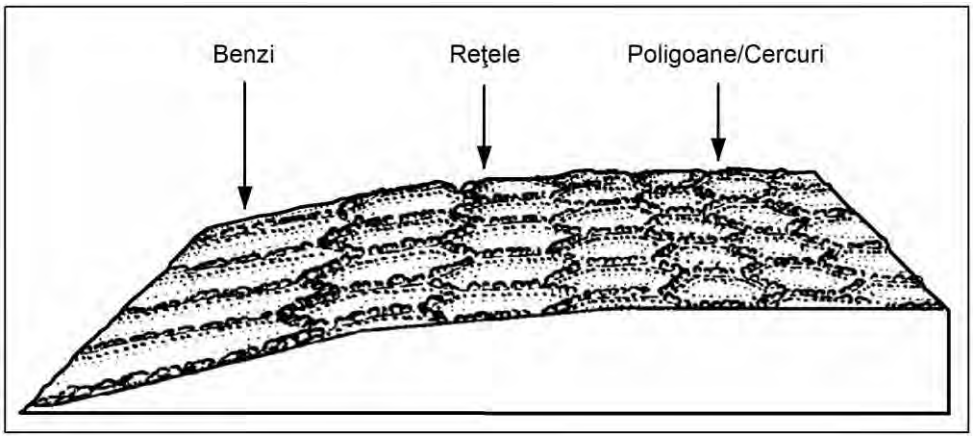


Fig. 6. 186. Desene periglaciare în funcţie de înclinarea terenului (Whittow, 1984, cit de Rădoane et al., 2001, p. 232)

Poligoanele sortate sunt specifice suprafețelor netede și orizontale, fiind conturate de segmente drepte acoperite de pietre, dispuse în jurul unei părți centrale alcătuite din materiale mai fine; diametrul lor variază de la câțiva centimetri până la peste 10 m și apar de obicei grupate (Rădoane et al., 2001).

Pentru formarea lor au fost emise mai multe ipoteze. Hogbom (1914, citat de Posea et al., 1976) consideră că datorită înghețului materialele fine sunt bombate inegal generând fisuri între pliurile ridicate; alunecarea materialelor grosiere pe bombări, determină acumularea materialelor heterogene la margini. Taber (1930, citat de Mac, 1976) menționează că alternanța de suprafețe cu sau fără vegetație sau zăpadă, conduce la diferențieri locale în regimul de îngheț al substratului; tensiunile laterale create favorizează migrarea către margini a materialelor grosiere. Romanovski (1960, citat de Posea et al, 1976) pune formarea lor pe seama unor curenți descendenți pe margini și ascendenți pe centru, datorită densității mai mari a apei la suprafață (4 ^{o}C), decât la adâncime (0 ^{o}C), în contact cu pergelisolul (fig. 6. 187).

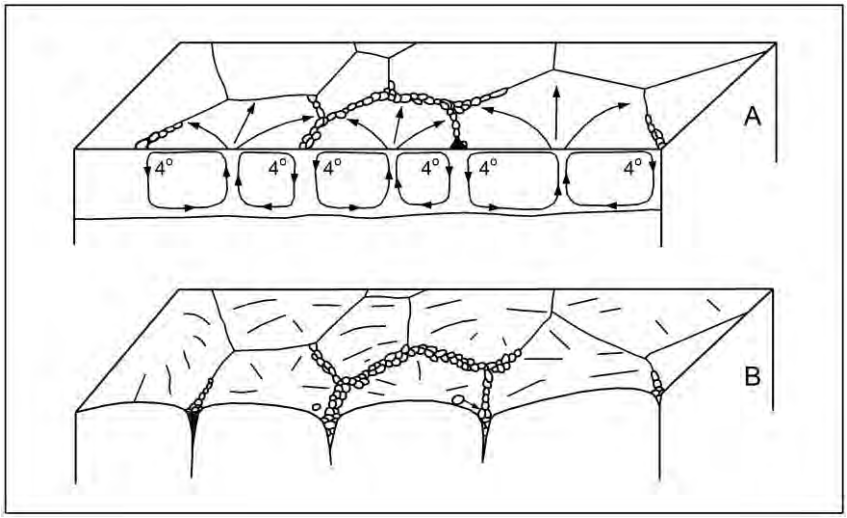


Fig. 6. 187. Formarea poligoanelor sortate: A – prin curenți de convecție, B- prin bombare datorită golurilor (Mac, 1976, p. 321)

Indiferent de ipoteza acceptată se observă că apariția crăpăturilor se corelează cu liniile mai puțin rezistente, care ulterior se lărgesc datorită repetării înghețului. Ele sunt umplute apoi de elementele grosiere, care se deplasează gravitațional, formând rețele poligonale.

Poligoanele nesortate se diferențiază de precedentele prin câteva elemente (Rădoane et al., 2001): nu sunt delimitate de fragmente de rocă, ci de o rețea de fisuri care marchează partea centrală mai bombată; presiunea exercitată de gheața din fisuri determină ca marginile poligoanelor să fie mai ridicate decât partea centrală; au

dimensiuni mai mari decât precedentele, depășind deseori 100 m diametru; pot să apară și pe versanți cu declivități până la 31°.

Cercurile de pietre reprezintă o bordură de pietre de formă circulară, cu diametru de la câțiva centimetri până la peste 25 m, ce înconjoară o suprafață centrală alcătuită din materiale mai fine; pot fi întâlnite fie grupat fie singular (fig. 6. 188). Diferențierea este cauzată de îngheț-dezgheț, care împinge elementele grosiere din adânc la suprafață și apoi lateral (Ielenicz, 2005). Prezența lor în Munții Retezat, pe platoul de la sud de Vârful Valereasa, unde se remarcă un cerc de pietre de formă ovală cu diametrul de 20,2 – 18 m (Urdea, 2000), dovedesc existența condițiilor periglaciare și în unitățile montane ale zonei temperate.

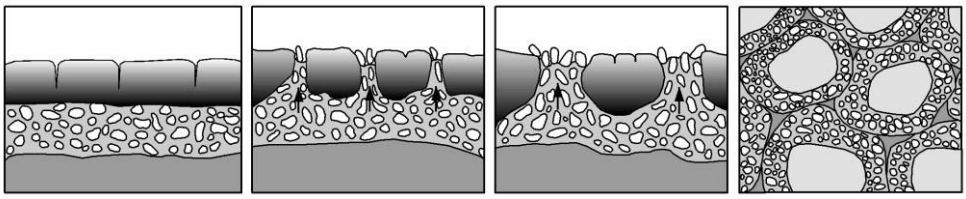


Fig. 6. 188. Formarea cercurilor de pietre criogene
(Van Vliet Lanoe, 1988, citată de Ielenicz, 2005, p. 186)

Rețetele periglaciare (nets) - acest termen a fost introdus de Washburn (1956, citat de Rădoane et al., 2001) pentru a indica desenele periglaciare care nu pot fi încadrate cu exactitate nici la cercuri, nici la poligoane periglaciare; se întâlnesc pe suprafețe cvasiorizontale

Un tip aparte de rețea periglaciară îl reprezintă **mușuroaiele înierbate** (earth hummocks - eng, thufur – islandeză, marghilă - română). Ele se formează în urma în urma înghețării progresive a apei în sol, la care se adaugă contribuția proceselor biochimice (Mac, 1976). Mușuroaiele înierbate sunt alcătuite din materiale argiloase îmbibate cu apă și din resturi organice. Sub aspect dimensional, cele semnalate de Urdea (2000) în Munții Retezat au 40 – 50 cm înălțime și 60 – 90 cm diametru. În secțiune mușuroaiele înierbate au o structură aproximativ zonar-concentrică, cu un contact cutiform și ridat al structurilor (Urdea, 2000). Autorul citat menționează că, sub învelișul vegetal urmează un strat turbos de 10 – 25 cm, sau chiar mai gros, închis la culoare și cu aspect buretos, urmat de un orizont de 10 – 12 cm brun gălbui, uneori roșcat, cu aspect nisipos și cu fragmente colțuroase cuarțitice, care au la bază un orizont brun negricios, mai bogat în argilă.

Terasetele (steps) sau treptele periglaciare sunt de forma unor trepte, mai mult sau mai puțin paralele, cu o sortare crescândă a pietrelor, dinspre interior spre margine, unde sunt prezente materialele cele mai grosiere; prezintă lățimi de 1 - 3 m, iar lungimea depășește 10 m (Rădoane et al., 2001). În partea din aval a treptelor

grosimea materialelor de la margine este mai mare generând taluzuri de formă convexă (fig. 6. 189);

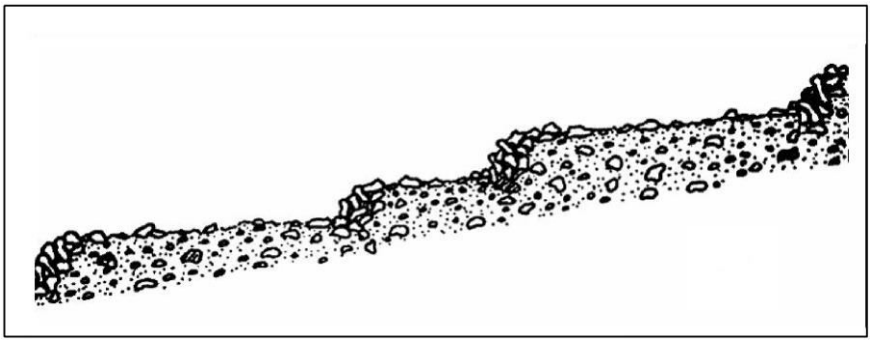


Fig. 6. 189. Terasete periglaciare (Washburn, 1956, cit. de Rădoane et al., 2001, p. 233)

Benzile (stripes) reprezintă aliniamente de pietre, vegetație sau soluri pe versanți, care au o înclinare mai mare decât a formelor din vecinătate (Rădoane et al., 2001). Ele au lățimi ce variază de la câțiva centimetri la metri, lungimea putând depăși uneori 100 m.

6.5.2.1.2. Penele de gheață

Se formează într-o primă fază prin contracția termică a substratului datorită înghețului (–20 °C), ce determină apariția de fisuri. În timpul dezghețului ele sunt umplute cu apă, pentru ca apoi în perioadele cu temperaturi sub 0 °C să înghețe iarăși, mărind fisurile inițiale (fig. 6. 190). Cu trecerea timpului în fisuri alături de apă pătrund materiale de la suprafața terenului, formând pungile periglaciare.

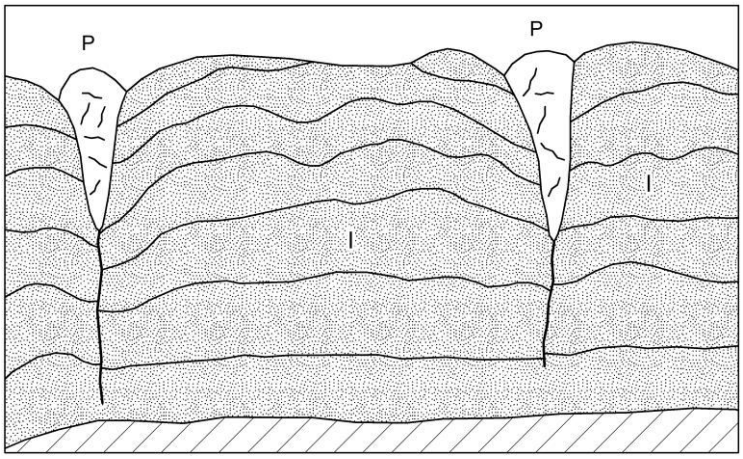


Fig. 6. 190. Pene de gheață (P) și involuții (I) (Ielenicz, 2005, p. 180)

Formarea penelor de gheața are loc în condiții climatice extrem de reci, deoarece abia la temperaturi de –15 ºC sau -20 ºC are loc o contracție evidentă a permafrostului.

Când are loc degradarea permafrostului gheața din componența penelor se topește și crăpătura este umplută (fig. 6. 191) cu material mineral (ice-wedge casts) (Rădoane et al., 2001).

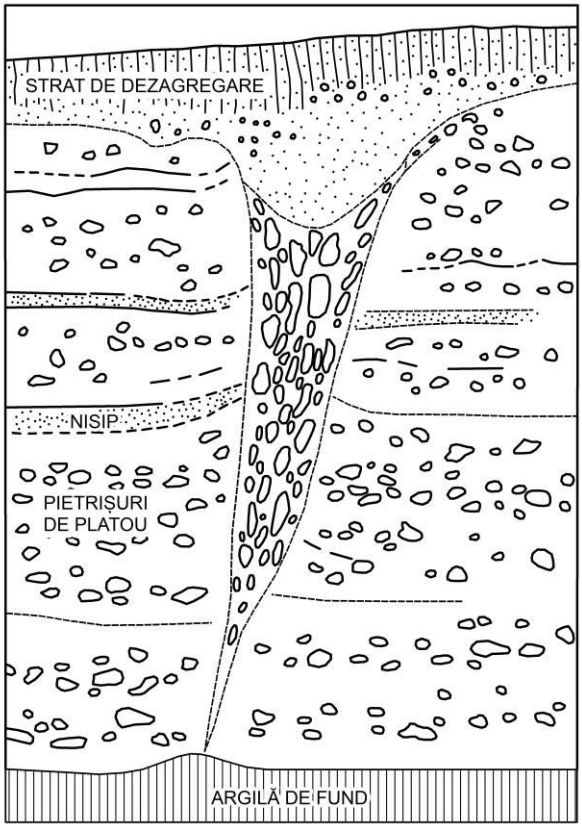


Fig. 6. 191. Structuri criogene (Small, 1970, citat de Cioacă, 2006, p. 253)

Penele de gheață, cu dimensiuni de la câțiva centimetri, la peste 2 m, pot apărea izolat sau în rețele de poligoane de pene de gheață (ice-wedge polygons).

6.5.2.1.3. Hidrolacoliții

Reprezintă movile cu înălțimi de până la 10 – 15 m și diametru de 20 m, care se formează în teritoriile cu pergelisol, în fază de degradare (Ielenicz, 2005). Prezența apei în exces în anumite sectoare ale molisolului favorizează dezvoltarea unor nuclee

de gheață, care prin creștere în dimensiuni exercită presiune asupra stratului de apă și de argilă de la partea superioară (fig. 6. 183). Crăparea acoperișului movilei determină o erupție de noroi (Ielenicz, 2005); se mai numesc și hidrovulcani. De cele mai multe ori este dificilă deosebirea dintre hidrolacoliți propriu-ziși și pingo în sistem deschis, motiv pentru care se pune uneori semn de egalitate între ei.

6.5.2.1.4. Pingo

Sunt movile cu nucleu de gheață, care se formează pe terenurile cu pergelisol și molisol gros, alcătuit din elemente minerale, care favorizează o circulație bună a apei (Ielenicz, 2005). Movilele au o bază circulară sau ovală, cu diametru de mai multe sute de metri și înălțimi de până la 50 - 60 m (Rădoane et al., 2001).

Sub aspect genetic se deosebesc două tipuri de pingo: în sistem închis sau de tip Mackenzie și în sistem deschis sau est-groenlandez.

Pingo în sistem închis corespunde teritoriilor de agradare a permafrostului continuu, slab drenat și cu exces de umiditate (Rădoane et al., 2001). Autorii citați subliniază că, acest tip este în general localizat pe amplasamentul unor foste lacuri, sub care dacă permafrostul are o grosime destul de mare se dezvoltă talik-uri (depozite neînghețate); existența lor este pusă atât pe seama înghețului din timpul iernii, care nu ajunge până la fundul lacului, cât și pe faptul că vara, razele Soarelui determină o încălzire mai puternică a apei, astfel încât temperatura înregistrată la partea inferioară a cuvetei lacustre este mai ridicată decât a substratului din vecinătate.

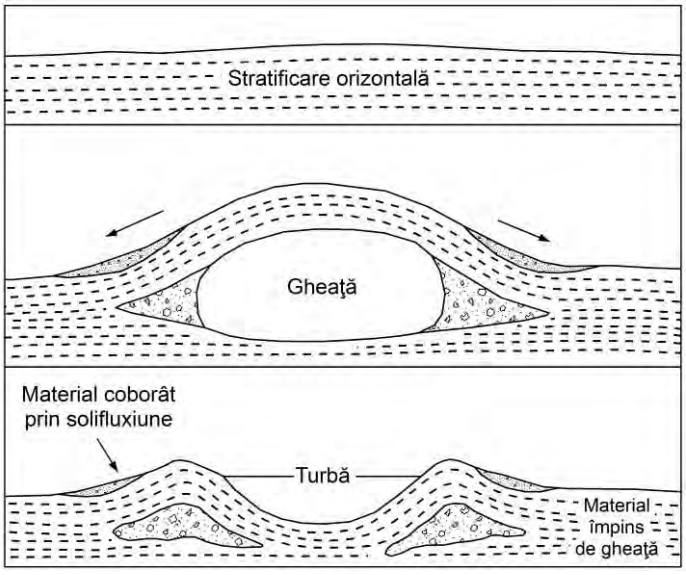


Fig. 6. 192. Evoluția unui pingo în sistem închis (Pissart, 1963, citat de Posea et al., 1976, p. 431)

Când grosimea stratului de apă se reduce ca urmare a colmatării lacului, depozitele de pe fundul acestuia încep să înghețe formând un talik închis, adică înconjurat din toate părțile de depozite înghețate (Rădoane et al., 2001). Presiunea criostatică formată în urma înghețării treptate a apei, conduce la expulzarea acesteia spre suprafață, unde prin îngheț va genera un sâmbure de gheață, care va deforma sedimentele existente la partea lui superioară, determinând apariția unei movile, a unui pingo (fig. 6. 192).

Pingo în sistem deschis este specific teritoriilor cu permafrost discontinuu, unde se formează pe fondul degradării acestuia. Geneza lui are loc prin înghețarea apelor freatice aflate sub presiune sau a apelor libere, care pătrund în substrat și circulă sub permafrostul discontinuu subțire, spre baza versanților (fig. 6. 193), motiv pentru care acest tip se întâlnește la baza versanților și la contactul acestora cu fundul văilor (Rădoane et al., 2001). Conform acestora, inițial la baza versanților, prin înghețarea apelor freatice, va rezulta un sâmbure de gheață care va migra spre suprafață datorită presiunii hidrostatice, formând o movilă de dimensiuni diferite, raportat la condițiile locale.

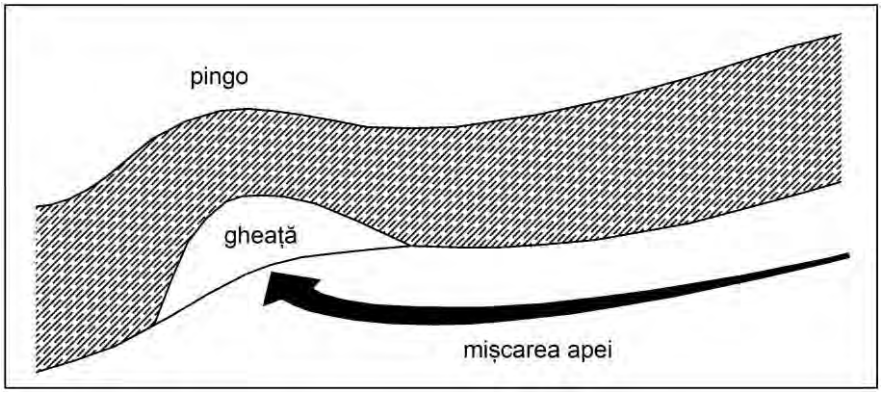


Fig. 6. 193. Pingo deschis (Sugden, 1982, citat de Chorley et al., 1984, p. 496)

În urma topirii corpurilor de gheață din substrat are loc transformarea movilei într-o depresiune, mărginită de un taluz care s-a format prin deplasarea laterală a substratului, pe măsura creșterii sâmburelui de gheață.

6.5.2.1.5. Palsas-urile

Se prezintă sub forma unor movile circulare sau alungite apărute în turbării, ca urmare a prezenței gheții de segregație (Rădoane et al., 2001). Cu toate că se întâlnesc și ele în teritoriile cu permafrost discontinuu, se diferențiază de pingo prin prezența cuverturii organice și a gheții de segregație din substrat (fig. 6. 194).

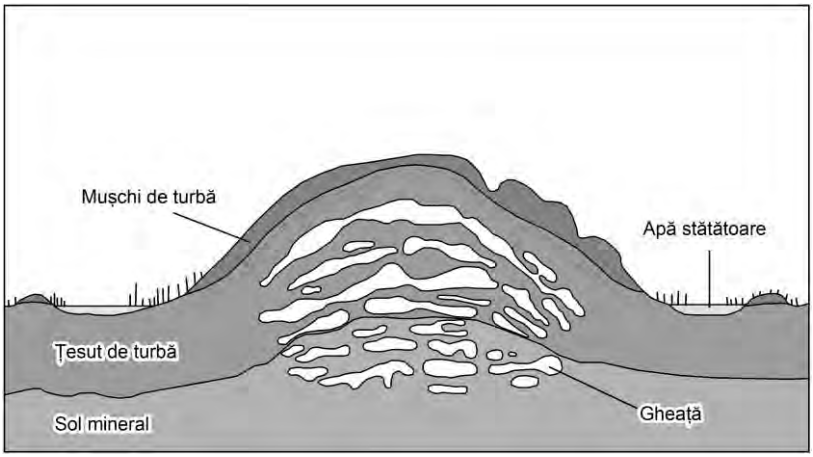


Fig. 6. 194. Structura unui palsas (după http://polarpedia.eu/en/palsa/)

6.5.2.1.6. Termocarstul

Formele specifice termocarstului sunt determinate de procesele cryocarstice, cele care determină coborârea a suprafeței terenului, datorită schimbării condițiilor termice din substrat și a topirii gheții de la partea superioară a permafrostului (Rădoane et al., 2001). Printre altele, expresia fizică a încălzirii permafrostului este prezența termocarstului, proces care determină subsidența terenurilor, la a căror parte superioară se formează au un strat activ, a cărui dinamică variază spațial (Slaymaker and Kelly, 2007, French, 2007). Datorită termocarstului se formează microdepresiuni periglaciare.

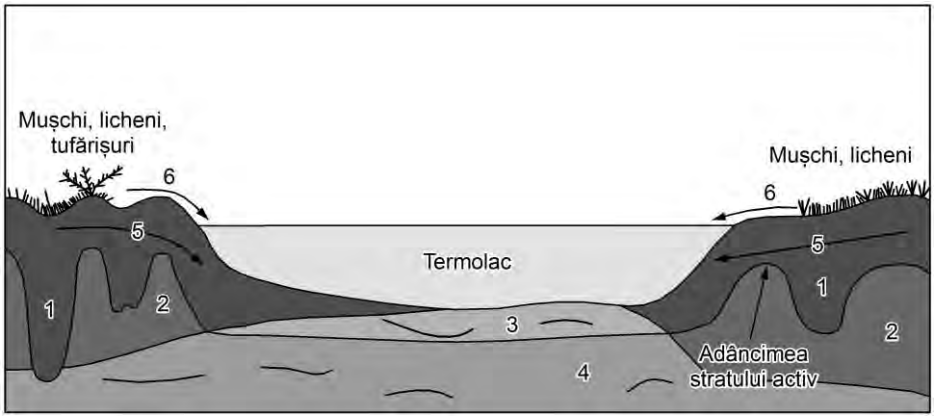


Fig. 6. 195. Termolac: 1 – Strat activ (decongelat sezonier) al depozitului de turbă, 2 – turbă permanent înghețată, 3 – strat din nisip și argilă care se dezgheață sezonier, 4 – strat de nisip și argilă permanent înghețate, 5 – fluxul de suprafață în timpul primăverii 6 – fluxul în suprapermafrost în timpul verii (Manasypov et al., 2017, p. 246)

La baza genezei lor stau lentilele de gheață din pergelisol, care în condițiile deteriorării și îndepărtării molisolului, ajung în condiții subaeriene și se topesc, iar în locul lor rămân la suprafața terenului depresiuni concave, în care se poate aduna apa.

Formele de relief rezultate sunt în general din categoria depresiunilor, denumite **termodepresiuni**, care dacă sunt umplute cu apă se numesc **termolacuri** (fig. 6. 195) sau lacuri de topire (thaw lakes), cu adâncimi de până la 5 m și lățimi care rareori depășesc 2 km (Rădoane et al., 2001). În forma inițială ele au o existență de doar câteva sute de ani, deoarece se colmatează repede și se transformă în turbării.

Prezența termocarstului se face simțită și existența următoarelor forme: termonișe, termocircuri, alas-uri, baidjarakh-uri, văi de tip alas etc.

Termonișele (thaw slumps) sunt cavități de formă semicirculară, orientate spre aval când sunt prezente pe versanți, formate datorită dezvelirii unor mase de gheață, care apoi se dezgheață (Rădoane et al., 2001). Ajungerea în condiții subaeriene a masei de gheață, poate avea loc datorită eroziune laterale a râurilor sau din cauza deplasărilor în masă care au loc pe versanți (fig. 6. 196). Vara datorită dezghețului are loc o supraumectare a materialelor care ocupă masa de gheață lucru care determină deplasări de tipul curgerilor de noroi sau solifluxiunilor. Topirea sâmburilor de gheață generează termonișe, care prezintă abrupturi de obârșie ce pot depăși 8 m înălțime, caracterizate apoi de o rată de retragere de până la 7 m/an (Rădoane et al., 2001).

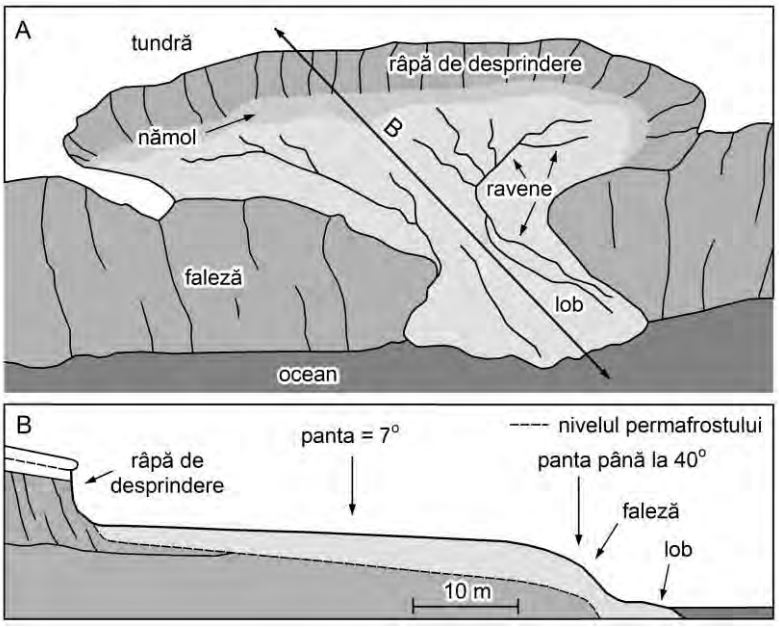


Fig. 6. 196. Schema conceptuală a formării unei termonișe în plan (A), și în secțiune (B) (după Lantuit and Polard, 2005, p. 415)

Termocircurile (thermocirques) sunt termonișe de dimensiuni mari, care se formează când în procesul de retragere a versanților sunt intersectate pene de gheață (Rădoane et al., 2001). În urma topirii poligoanelor intersectate de pene de gheață se formează o rețea de canale liniare sau poligonale (fig. 6. 197.), asemănătoare văilor, care înconjoară o înălțime centrală (Rădoane et al., 2001).

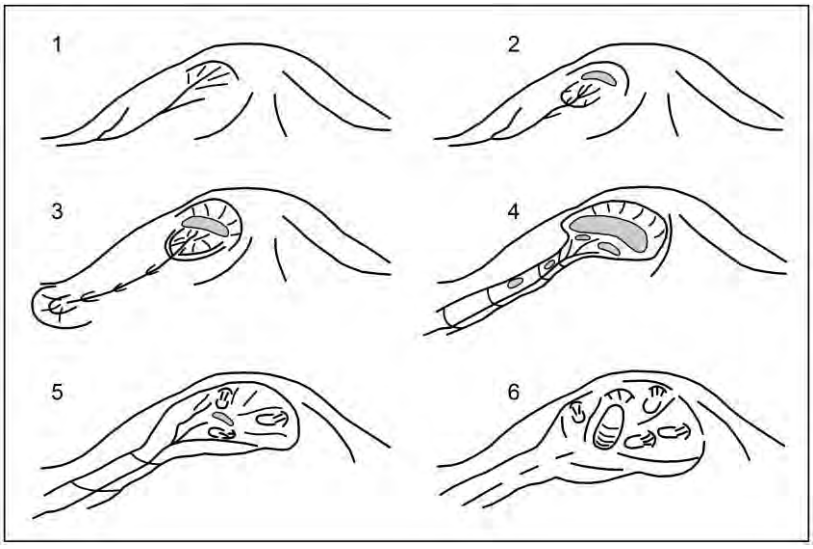


Fig. 6. 197. Evoluția termocircului într-un circ de alunecare: 1 – coborârea inițială a suprafeței, 2 – expunerea inițială a masivului de gheață din sol, 3 – expansiunea procesului de alunecare, creșterea suprafeței de gheață expusă, 4 – lărgirea și adâncirea concavităților, 5 – îngroparea concavităților cu materiale alunecate în timpul dezghețului masivului de gheață 6 – stingerea termodenudației prin dezghețarea completă a masivului de gheață sau prin acoperirea lui de către masele alunecate (Leibman et al., 2014, p. 150)

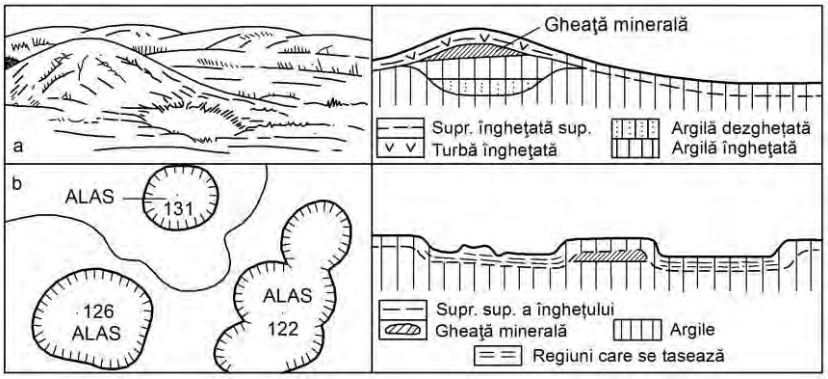


Fig. 6. 198. Forme de relief termo-carstic: a – hidrolacolit, b – alas; în dreapta profiluri transversale (Coteț, 1971, p. 316)

Alas-urile reprezintă termodepresiuni de dimensiuni mari (3 – 40 adâncime, 100 – 150 km lățime), ce se formează în urma variațiilor climatice care determină degradarea permafrostului. Perturbarea condițiilor de mediu are ca efect degradarea permafrostului, fenomen ce conduce la coborârea suprafeței terenului, apariția lacurilor și pingo-urilor (fig. 6. 198). În faza incipientă a degradării permafrostului se formează movile acoperite cu vegetație numite ***baidjarakh***-uri, înconjurate de porțiuni mai joase, corespunzătoare penelor de gheață (Rădoane et al., 2001).

Văile de tip alas se formează prin fuzionarea alas-urilor individuale; pot ajunge la lungimi de ordinul kilometrilor și sunt specifice pentru Iakuția centrală.

6.5.2.1.7. Involuțiile

Se remarcă prin desenul variat, cu aspect de ondulări, ce afectează depozitele nisipoase, pietrișurile, luturile, marnele și argilele (Mac, 1976). Conform sursei citate, comportarea neuniformă la îngheț, determină apariția tensiunilor în depozite ceea ce conduse la involuții (fig. 6. 199). De asemenea, în diversificarea configurației involuțiilor, un rol important îl are mecanismul de vehiculare a apei, care fiind neuniform distribuită la dezgheț determină tensiuni inegale (Mac, 1976).

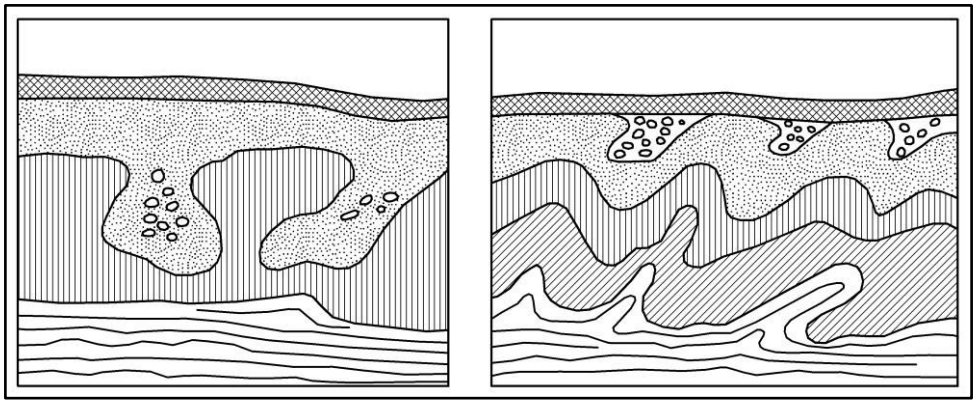


Fig. 6. 199. Involuții (Posea et al., 1976, p. 419)

6.5.2.1.8. Pavajele periglaciare

Se formează în teritoriile cu permafrost, când molisolul, datorită proprietăților sale tixotropice determină așezarea pe lat a lespezilor (Urdea, 2000). Un rol important în geneza lor îl au variațiile de temperatură, cele care provoacă apariția de cupluri de forțe orizontale care, împreună cu elevația periglaciară, datorată gheții interstițiale, contribuie la o astfel de așezare a lespezilor (Bertouille, 1973, citat de Urdea, 2000).

6.5.2.1.9. Câmpurile de blocuri

Sunt rezultatul dezagregării rocilor in situ, ca urmare a îngheț-dezghețului și a proceselor de elevație periglaciară (frost having) asupra rocilor fisurate din substrat (Rădoane et al., 2001). Ele se mai numesc și mări de pietre (Ielenicz, 2005). Când acoperă în întregime suprafețe înclinate de tipul versanților, ele alcătuiesc versanții de gelifracte.

6.5.2.2. Formele periglaciare de versant

Ele sunt îndeosebi rezultatul proceselor de transport, pe fondul manifestării celorlalte procese periglaciare (îndeosebi îngheț-dezgheț). În categoria lor se includ formele datorate solifluxiunii, grohotișuri, câmpuri de pietre, râuri de pietre, blocuri glisante, ghețari de pietre, formele de nivație și depozitele de versant stratificate.

6.5.2.2.1. Forme generate de solifluxiune

Solifluxiunea se mai numește și gelifluxiune și se referă la deplasarea materialelor dezghețate și îmbibate cu apă pe suprafețe înclinate, care au la bază un substrat coerent sau înghețat (Mac, 1976).

În cadrul ei se deosebesc următoarele forme de relief (Rădoane et al., 2001):

- **pânzele de solifluxiune** (gelifluctions sheets) se prezintă sub forma unor suprafețe aproape netede, care au o declivitate mai mică de 10°, având fruntea sub forma unei trepte mai puțin evidentă decât în cazul teraselor de solifluxiune (fig. 6. 200);

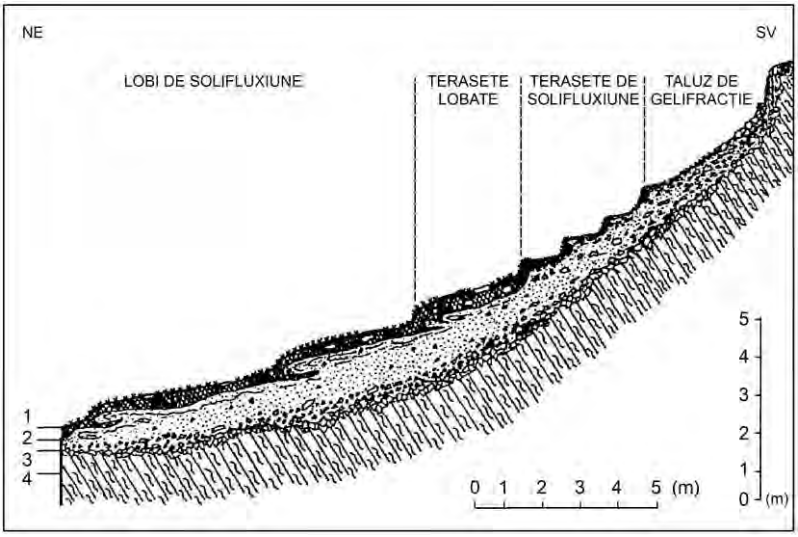


Fig. 6. 200. Microforme solifluxionale pe versantul nordic al Muntelui Drăgșanu: 1 – sol humico-sialitic, 2 – orizont nisipo-lutos cu sfărâmături, 3 – regolit, 4 – șisturi cloritoase (Urdea, 2000, p. 181)

- terasele de solifluxiune (gelifluction benches) se formează prin dezgheţarea sub formă de fâşii transversale a suprafeţei versantului, fapt care explică lungimile lor de zeci de metri şi lăţimile reduse de doar 1 – 2 m; se formează pe suprafeţe cu declivităţi de 15º (fig. 6. 200);

- lobii de solifluxiune (gelifluction lobes) au aspectul unor limbi alungite, care se formează pe versanţi cu valori ale pantei cuprinse între 10 şi 20º; au lăţimi de 30 – 50 m (fig. 6. 200);

- râurile de solifluxiune (gelifluction streams) nu sunt altceva decât lobi de solifluxiune mai alungiţi, a căror frunte are o înălţime cuprinsă între 1 şi 6 m.

Depozitele de solifluxiune sunt de obicei slab sortate, clastele angulare fiind în mod obişnuit orientate cu axa mare paralele cu direcţia mişcării, putându-se observa cel mult o stratificaţie incipientă (Rădoane et al., 2001).

6.5.2.2.2. Grohotişurile

Se formează în urma dezagregării rocilor datorită îngheţ-dezgheţului. După desprinderea gelifractelor de la partea superioară, ele se rostogolesc spre baza abrupturilor şi a versanţilor, unde se acumulează sub formă de **conuri** şi **pânze de grohotiş**.

Extinderea lor şi dimensiunea elementelor constituente, sunt condiţionate de roca şi structura ariei sursă, precum şi de condiţiile climatice care impun intensitatea ciclurilor gelive. Elementele lor componente sunt aranjate în funcţie de dimensiune şi formă, de relieful preexistent şi de morfologia de ansamblu, pe care o primesc grohotişurile pe măsură ce se dezvoltă. Gelifractele de dimensiuni mai mari ajung până la partea inferioară a grohotişurilor, unde sunt dispuse marginal, iar cele mai fine rămân la partea superioară.

6.5.2.2.3. Râurile de pietre

Ele se dezvoltă prin canalizarea gelifractelor de-a lungul unor jgheaburi (fig. 6. 201) (Mac, 1976). Se întâlnesc în Munţii Retezat, Părâng, Făgăraş etc. De exemplu, în Munţii Retezat râurile de pietre se întâlnesc la altitudini de peste 1.800 m, pe versanţi cu înclinări de până la 40º, unde se prezintă sub forma unor benzi mai mult sau mai puţin paralele, cu lungimi şi lăţimi variabile, de obicei cu valori de 25 – 150 m, respectiv 3 – 25 m, dispuse aproximativ perpendicular pe curbele de nivel (Urdea, 2000). Conform sursei citate, gelifractele din componenţa râurilor de pietre sunt orientate preponderent cu axa mare în sensul pantei şi cu partea din faţă în sus, fapt care indică o mişcare a acestora, din cauza rock creep-ului.

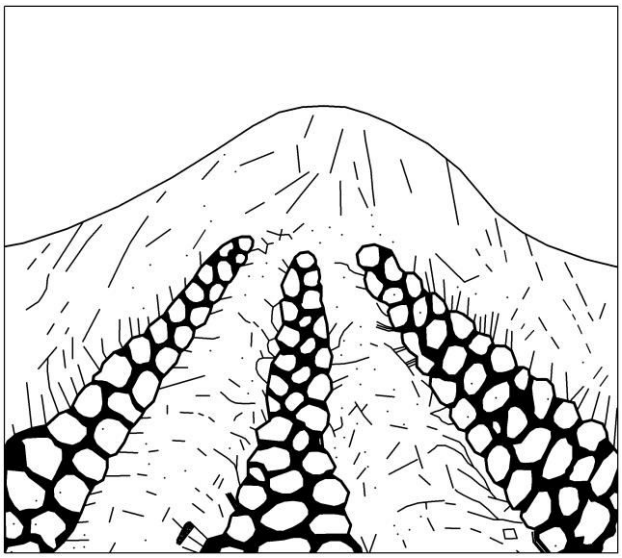


Fig. 6. 201. Râuri de pietre (Mac, 1976, p. 324)

6.5.2.2.4. Blocuri glisante

O situația aparte o reprezintă blocurile de mari dimensiuni, care se deplasează lent și intermitent pe versanți, de unde și denumirea specifică (fig. 6. 202). În timpul dezghețului, datorită propriei greutăți ele alunecă gravitațional, lăsând în urmă un culoar, pentru ca în fața lor să se acumuleze materiale heterogene sub formă de val (Mac, 1976). Ele se mai numesc și blocuri reptante.

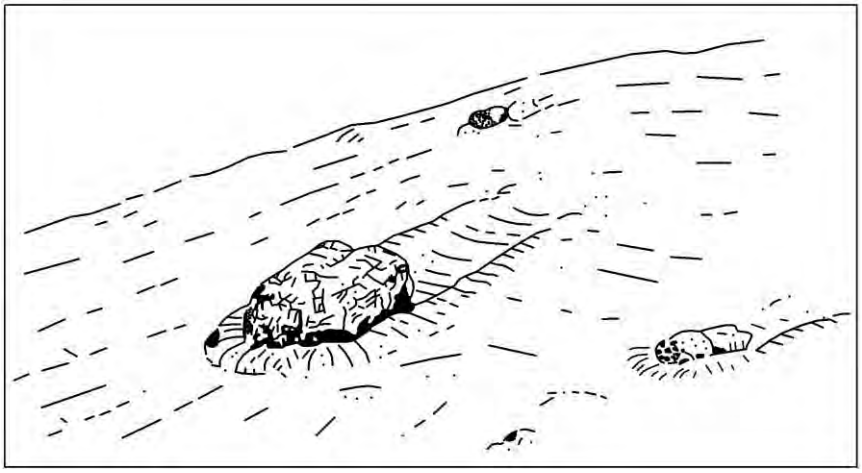


Fig. 6. 202. Blocuri glisante (Niculescu, 1965, citat de Posea et al., 1976, p. 421)

6.5.2.2.5. Ghețarii de pietre

Reprezintă mari acumulări de gelifracte, care au formă de lob, limbă sau spatulă, net detașate de formele de relief înconjurătoare, și a căror dinamică este dictată de existența gheții interstițiale (Urdea, 2000, French, 2007). În alcătuirea lor intră gelifracte, în amestec de cele mai multe ori cu zăpadă și gheață.

Evoluția și dimensiunile ghețarilor de pietre sunt influențate de înălțimea și suprafața versanților ce domină zona de alimentare (Urdea, 2000). Conform autorului citat, morfologia de detaliu a ghețarilor de pietre se remarcă prin existența valurilor și brazdelor longitudinale și transversale, arcuite în sensul deplasării și separate de microdepresiuni alungite, ovale sau arcuite.

Mecanismul deplasării sau al curgerii ghețarilor de pietre este unul complex, care are la bază procese tipic periglaciare și chiar glaciare (Haeberli, 1985, citat de Urdea, 2000), care implică curgerea fluidelor, curgerea granulară a maselor de roci, crăparea retrogradă a gelifractelor, lubrifierea prin strat de aer și apă (Johnson, 1984, citat de Urdea, 2000).

Ghețarii de pietre (rock glaciers) se clasifică de obicei pornind de la două criterii (Rădoane et al., 2001):

- după aspectul în plan: sub formă de limbă și sub formă de lob;
- după prezența sau absența gheții în interiorul masei de gelifracte: ghețari de pietre activi și inactivi sau fosili.

Ghețarii de pietre sub formă de limbă sunt localizați în foste văi glaciare, de cele mai multe ori la limita cu fostele circuri glaciare. Pot avea lungimi de peste 1 km și lățimi de sute de km. Denivelarea de la partea inferioară a acestora poate depășii 100 m, pe fondul unei declivități de 35 – 45^{o}.

Cei sub formă de lob au dimensiuni mai reduse și sunt localizați pe versanții care prezintă abrupturi furnizoare de materiale la partea superioară (Rădoane et al., 2001).

În funcție de cum sunt dispuse, gelifractele din cadrul ghețarilor de vale pot forma șanțuri, microdepresiuni și crevase similare cu cele de pe ghețarii de gheață.

Ghețarii de pietre activi sunt specifici teritoriilor polare și subpolare, precum și unităților montane de la altitudini medii. Grosimea lor variază între 15 și 50 m, iar rata de mișcare este de ordinul centimetrilor, până la câțiva metri pe an (Rădoane et al., 2001). Dinamica lor este întreținută de către gheața interstițială prezență în golurile dintre gelifracte, de sâmburii de gheață rămăși de la un fost ghețar (fig. 6. 203), de firn și de apele provenite din ploile care cad în sezonul cald, care prin infiltrate supraumectează depozitele.

Ghețarii de pietre inactivi sau fosili sunt răspândiți îndeosebi în etajul periglaciar al unităților montane din zona temperată. De exemplu, în Munții Retezat, au fost identificați 93 de ghețari de pietre, localizați între 1690 și 2200 m altitudine, în majoritatea cazurilor în circuri și văi glaciare cu expoziție nordică (Urdea, 2000).

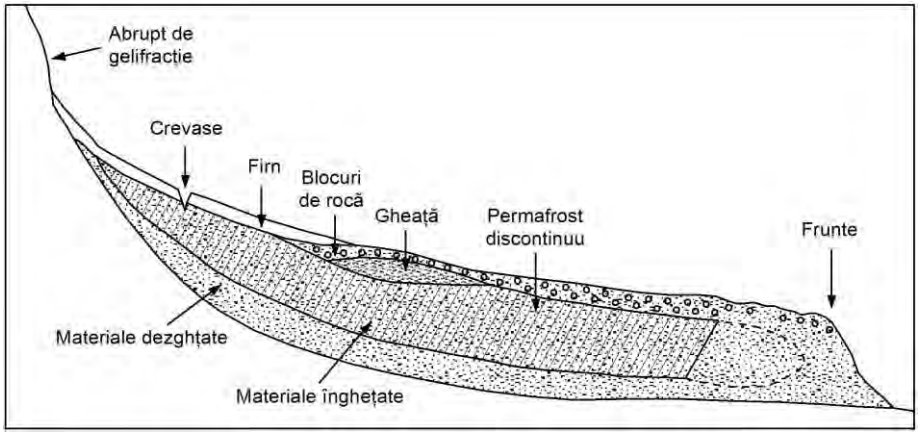


Fig. 6. 203. Profil longitudinal printr-un ghețar de pietre (Campy și Macaire, 1989, citați de Rădoane et al., 2001, p. 245)

6.5.2.2.6. Formele de nivație

Ele sunt strâns legate de zăpada care se deplasează pe versanți și se acumulează la baza lor. Prin modificările substratului determină o anumită aranjare a gelifractelor care provin de la partea superioară. Cele mai tipice forme sunt culoarele de avalanșă, semipâlnii nivale, nișele de nivație și potcoavele sau morenele nivale.

Culoarele de avalanșe se formează pe versanți înclinați, datorită acumulării și deplasării zăpezilor prin alunecare, conform pantei, pe aceleași trasee (fig. 6. 204 A). Ele se prezintă sub forma unor jgheaburi cu profil transversal îngust sau în V, cu adâncimi de 8 – 10 m și lungimi de peste 500, așa cum sunt cele din Munții Retezat (Urdea, 2000). După aspectul formei în plan culoarele de avalanșe pot fi simple sau complexe. Cele simple formează o rețea paralelă, ce disecă versantul pe întreaga lui lungime, pe linia de cea mai mare pantă; culoarele complexe au forma unui jgheab principal, bine conturat la partea inferioară, în timp ce la partea superioară se asemănă cu un bazin torențial, sub formă de pâlnie, formă dată de dispoziția în evantai a unor jgheaburi mai mici, întregul ansamblu având aspect dendritic (Urdea, 2000).

Semipâlniile nivale se dezvoltă îndeosebi la partea superioară a culoarelor de avalanșă prin adâncirea mai puternică în sectorul lor axial și au forma unor pâlnii cu vârful în jos secționate în lungul axei lor (Urdea, 2000). Alături de avalanșe ele sunt modelate și de apele de topire și cele care provin din precipitații lichide.

Nișele de nivație sunt scobituri aproximativ semicirculare, localizate în unitatea de racord a unui versant cu suprafața rotunjită sau netedă a unui interfluviu, acolo unde se întrunesc condiții acumulării unor mari cantități de zăpadă (fig. 6. 204 B), care se pot transforma uneori în firn (Urdea, 2000). Ele sunt mărginite de pereți destul de abrupți, partea lor inferioară fiind puternic înclinată și fără contrapante, similar situației din circurile glacio-nivale (Urdea, 2000).

Morenele nivale sunt rezultatul evacuării materialelor dezagregate o dată cu deplasarea zăpezii sub formă de avalanșă și acumularea lor la partea inferioară a versanților (Mac, 1976). Gelifractele acumulate la partea inferioară a acumulării de zăpadă, primesc forma unui arc de cerc, de unde și denumirea de potcoavă nivală (fig. 6. 204 B).

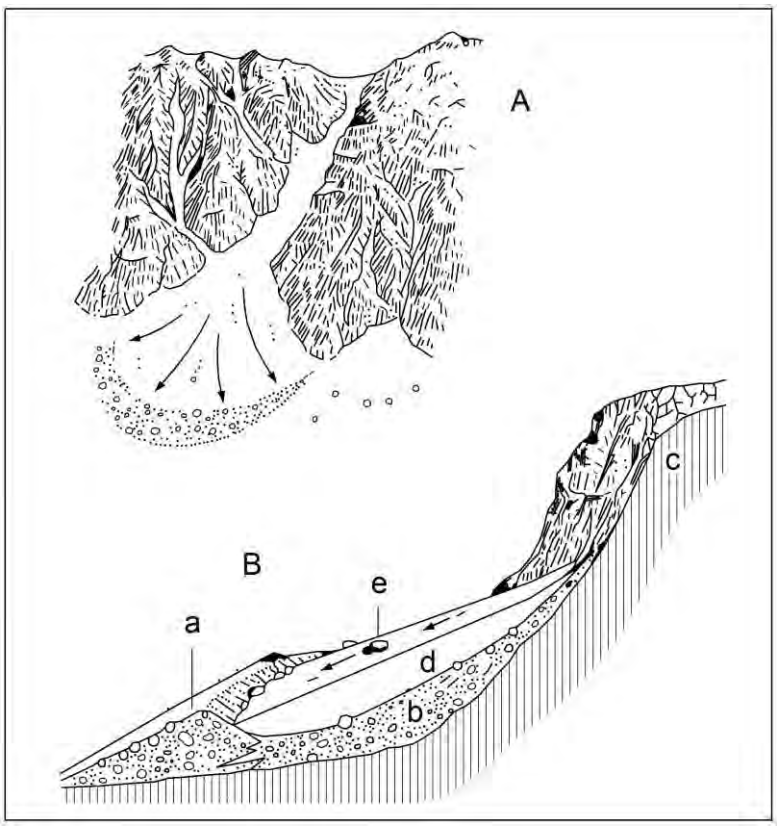


Fig. 6. 204. Culoar de avalanșă (A); secțiune printr-o potcoavă și nișă nivală (B): a – potcoavă nivală, b – grohotiș, c – arealul de desprindere a materialului dezagregat, d – lentilă de zăpadă, e – pietre care alunecă pe zăpadă (Niculescu, 1965, citat de Posea et al., 1976, p. 424)

6.5.2.2.7. Depozitele de versant stratificate

Sunt rezultatul conlucrării proceselor de gelifracție, gelifluxiune, fluvio-denudaționale, precum și a celor eoliene (Rădoane et al., 2001). În această categorie se includ grézes-litées-urile și depozitele de versant ritmic stratificate.

Grézes-litées-urile denumite și rostogoliri ordonate se formează la baza versanților cu valori reduse ale înclinării, având în componență o succesiune de straturi fine și grosiere cimentate; grosimea unui strat variază între 15 și 25 cm (fig.

6. 205). Sursa materialelor ce intră în componența grézes-litées-urilor este reprezentată, în majoritatea cazurilor, de către substraturile calcaroase (Urdea, 2000). Explicarea genezei lor are la bază două ipoteze (Rădoane et al., 2001):

- ***ipoteza crionivală*** – conform acesteia formarea straturilor succesive se datorează șiroirilor pe un substrat înghețat după topirea zăpezii; alternanța straturilor cu diverse granulometrii se datorează aportului diferențiat de materiale;

- ***ipoteza acțiunii conjugate a proceselor de solifluxiune și a celor de scurgere*** – benzile cu materiale mai fine sunt rezultatul solifluxiunii, cu precizarea că ele pot fi îmbogățite la partea superioară cu materiale argiloase, datorită denudării peliculare și a scurgerii prin curenți concentrați; straturile mai grosiere se dezvoltă în urma spălării și evacuării elementelor mai fine.

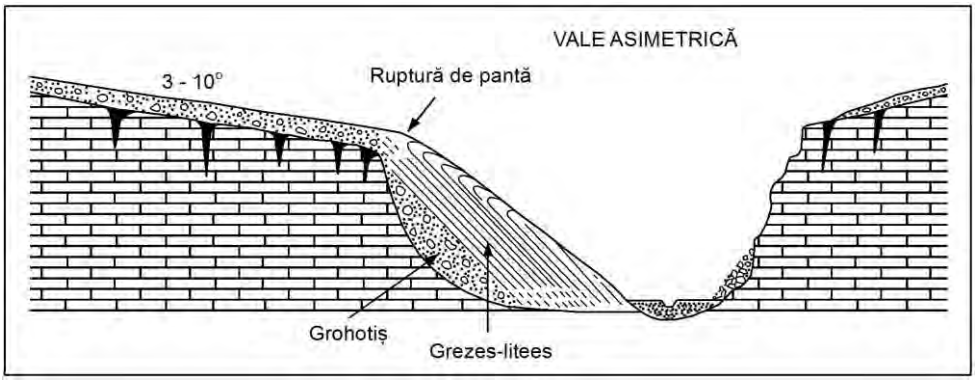


Fig. 6. 205. Poziția grézes-litées-urilor în cadrul reliefului periglaciar (Campy și Macaire, 1989, citați de Rădoane et al., 2001, p. 246)

Depozitele de versant ritmic stratificate (litage periodique) se deosebesc de precedentele prin faptul că sunt mai grosiere și necimentate. Se formează la partea inferioară a versanților, când permafrostul este foarte aproape de suprafață, caz în care materialele acumulate recent sunt protejate împotriva îndepărtării totale (Rădoane et al., 2001). Conform sursei citate, formarea lor este pusă pe seama solifluxiunii, a scurgerii apelor în suprafață și a vântului; de cele mai multe ori apar sub forma unor glacisuri de acumulare, compuse din strat-o alternanță de straturi.

6.5.2.3. Formele periglaciare poligenetice

Ele sunt datorate unei evoluții îndelungate a substratului, sub influența condițiilor de modelare periglaciare. În cadrul acestora se remarcă văile asimetrice periglaciare, terasele de crioplanație și criopedimentele.

6.5.2.3.1. Văile asimetrice periglaciare

Ele sunt rezultatul unei evoluții diferențiate a versanților cu expoziție sudică și nordică. Versanții orientați spre sud fiind supuși unui număr mai mare de cicluri de înghеț-dezgheț, vor fi afectați de procese de deplasare în masă, care prin acumulare la baza lor determină o reducere a înclinării lor și o creștere a lungimii. Comparativ cu aceștia versanții orientați spre nord, fiind umbriți chiar și în timpul verii, conservă permafrostul. Acest fapt determină stabilitatea substratul și prezența unor suprafețe înclinate la nivelul versanților.

Un rol important în formarea lor îl au vânturile regulate, ele determinând acumularea zăpezii în cantități mari pe versanții adăpostiți (Rădoane et al., 2001).

6.5.2.3.2. Terasele de crioplanație

Denumite și terase de altiplanție sau terase goletz sunt suprafețe cu înclinări reduse, care apar la partea superioară a versanților, datorită retragerii abrupturilor pe fondul proceselor de înghеț-dezgheț (fig. 6. 206).

De asemenea, la geneza lor este și rezultatul modelării selective a unor versanți, cu declivitate redusă, alcătuiți din roci cu grade diferite de duritate (Mac, 1976).

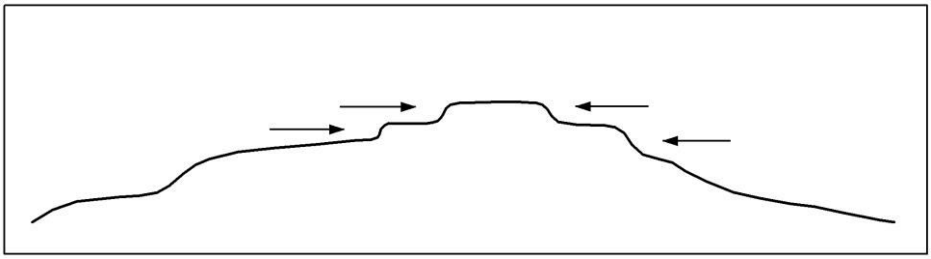


Fig. 6. 206. Terase de crioplanație (Summerfield, 1991, cit. de Rădoane et al., 2001, p. 249)

6.5.2.3.3. Criopedimentele

Se asemănă cu terasele de crioplanație, cu deosebirea că ele se dezvoltă la baza versanților (Rădoane et al., 2001). Alături de condițiile periglaciare, un rol important în geneza lor îl are roca și structura, în sensul că terase de crioplanație extinse se dezvoltă când rocile cu diferite grade de gelivitate sunt dispuse în straturi orizontale. Podurile acestora au lățimi de la 10 m la 2 km, iar uneori pot ajunge și la 10 km, în timp ce altitudinea relativă a taluzurilor ajunge la 70 m, în condițiile unor valori ale înclinării de 30^o sau chiar mai mult, când sunt acoperite de gelifracte și aproape 90^o, când este expusă roca in situ (Rădoane et al., 2001).

În urma celor menționate se poate concluziona că, relieful periglaciar se formează atât la marginea regiunilor glaciare latitudinale, cât și în cadrul unităților montane și a platourilor înalte din zona caldă și temperată. Domeniul periglaciar de modelare având caracteristici climatice proprii (temperaturi medii multianuale negative, îngheț-dezgheț, cantități reduse de precipitații sub formă de zăpadă etc.), determină procese geomorfologice și forme de relief ce caracterizează un mediu rece și arid.

6.6. RELIEFUL EOLIAN

Un alt component al mediului, care prin dinamica lui generează forme de relief, este reprezentat de către atmosferă. Participarea ei la geneza formelor de relief are loc atât în mod indirect, datorită prezenței pretutindeni a aerului și a impurităților care îl însoțesc, cât și indirect prin mișcarea sub formă de vânt.

Agentul eolian. Modelarea scoarței prin intermediul agentului eolian are loc în funcție de caracteristicile acestuia și de cele ale suprafeței pe care el își consumă energia. Agentul eolian își face simțită prezența prin intermediul vântului. Acesta este cel mai dinamic dintre agenții modelatori exogeni (Mac, 1986), fapt dovedit de viteza și direcția sa de bătaie, care prezintă mari variații, de unde și caracterul pulsatoriu a acțiunii vântului.

Importanța vântului ca agent modelator este dovedită de relieful a peste 30% din uscatul Terrei (Grecu și Palmentola, 2003), care este rezultatul proceselor de eroziune, transport și acumulare realizate de agentul eolian.

Dintre caracteristicile vântului se remarcă următoarele (Mac, 1976, Grecu și Palmentola, 2003):

- vântul are o manifestare universală, de la nivelul mării până pe cei mai înalți munți; el acționează și pe suprafața mărilor și oceanelor, unde cu toate că nu creează un relief specific, imprimă acestor ape o dinamică specifică;
- acționează ritmic și pulsatoriu, cu intensități diferite, de unde rezidă caracterul de agent selectiv în timp și spațiu;
- vântul nu acționează ca un curent îngust, la fel ca un râu, ci pe un teritoriu extins, de unde și atributul agent denudator cu acțiune areală;
- acționează în funcție de condițiile locale și generale ale distribuției presiunii atmosferice, de condițiile locale și regionale impuse de relieful preexistent, de raporturile dintre uscat și apă;
- are un caracter selectiv dat de densitatea redusă a aerului, care, atunci când condițiile energetice îi permit, transportă doar particule mici și numai dacă ele se desprind ușor de pe substrat;

- se caracterizează prin multidirecționalitate, ea semnificând faptul că aerul se mișcă în toate direcțiile, inclusiv de jos în sus, atât de neobișnuit pentru suprafața terestră, unde majoritatea proceselor sunt supuse gravitației.

Cu toate că dinamica maselor de aer se manifestă pe întreaga suprafață a uscatului, relieful eolian va fi mai dezvoltat în teritoriile unde direcția și intensitatea vântului sunt mai constante și mai îndelungate.

Suprafețele pe care masele de aer își exercită acțiunea, în funcție de particularitățile lor, contribuie pe de o parte la stimularea acțiunii vântului, iar pe de altă parte determină frânarea ori anihilarea acțiunii acestuia. Înseamnă că acțiunea vântului va fi mai eficientă în teritoriile cu asperități, în cele cu un substrat lipsit de vegetație și degradat de alte procese geomorfologice. Suprafețe extinse din această categorie se întâlnesc în climatele aride și semiaride (calde sau reci), unde substratul nu este fixat nici de umezeală, nici de vegetație (Mac, 1976). Se remarcă în acest sens deșerturile calde din Africa, Australia, America și cele reci din centrul Asiei.

Vântul ca agent nu acționează singur, ci în împreună cu alți agenți și mecanisme specifice teritoriilor aride și semiaride, precum și celor lipsite de vegetație din climatele subpolare, temperat continentale, tropicale și subtropicale. De asemenea, eficacitatea geomorfologică a vântului crește o dată cu intensificarea temporo-spațială a proceselor de dezagregare și alterare, deoarece ele pregătesc substratul pentru activitatea eoliană (Mac, 1986).

Eficacitatea agentului eolian în teritoriile deșertice și semideșertice a determinat la un moment dat separarea unui domeniu de modelare specific doar acestora, bazat pe procesele eoliene. Cu toate acestea agentul eolian nu este numai deșertic, ci se întâlnește și în alte teritorii, el trebuind analizat la fel ca ceilalți agenți de modelare și nu doar în cadrul reliefului regiunilor aride și semiaride (Mac, 1976). Cu alte cuvinte *„vânturile nu sunt nici mai puternice nici mai frecvente în regiunile aride decât în alte zone climatice, numai că eficiența lor este mult mărită acolo din cauza aridității și lipsei covorului vegetal”* (Mac, 1996, p. 283).

6.6.1. Procesele eoliene

Acționând prin procese de eroziune, transport și acumulare, vântul este considerat un agent modelator complet (Mac, 1986). Comparativ cu ceilalți agenți geomorfologici, separarea între cele trei procese nu este la fel de riguroasă, deoarece ele se întrepătrund mai frecvent în timpul acțiunii (Mac, 1986). Rezultatul acestei conlucrări face ca în unele cazuri să se resimtă latura constructivă a modelării eoliene, iar în altele latura destructivă, transportul fiind o verigă de legătură (Mac, 1976), fapt concretizat în tipul formelor de relief.

6.6.1.1. Eroziunea eoliană

Ea se manifestă prin intermediul deflației și coraziunii eoliene, două procese geomorfologice complementare.

Deflația reprezintă acțiunea de spulberare a materialelor fine de la nivelul substratului de către vânt. Masele de aer în contact cu substratul, prin apăsarea și frecarea exercitată, determină desprinderea materialelor afânate (Mac, 1976). Dimensiunile și greutatea lor vor fi în raport direct cu presiunea exercitată, dependentă la rândul ei de viteza vântului, și de gradul de legătură a particulelor (Mac, 1996).

Deflația se produce când suprafața terenului este uscată și presărată cu particule fine, libere, provenite din meteorizația rocilor sau depuse de către alți agenți (râuri, ghețari, valuri etc.). Se ajunge astfel ca albiile seci ale râurilor și plajele să se preteze foarte bine la deflație (Mac, 1976).

Coraziunea este acțiunea de lovire a vântului, încărcat cu materialele pe care le transportă, asupra terenurilor. Acțiunea ei este limitată la un spațiu redus de la nivelul substratului, deoarece ridicarea grăunților de nisip devine dificilă o dată cu creșterea înălțimii (Mac, 1976). Eficacitatea coraziunii crește când materialele transportate de vând sunt dure și alcătuite preponderent din cuarț.

Coraziunea se resimte cu precădere până la înălțimea de 2 m, porțiune pe care încărcătura de nisip este maximă; de la peste 2 m de la suprafața terenului coraziunea devine aproape nulă (Rădoane et al., 2001).

6.6.1.2. Transportul eolian

După ce au fost antrenate de la nivelul substratului, prin intermediul deflației, materialele sunt transportate de către agentul eolian pe distanțe apreciabile, de ordinul miilor de kilometri (de exemplu, praful fin din Sahara ajunge până pe teritoriul României).

Pe durata transportului materialele sunt sortate în funcție de competența și capacitatea vântului. Dimensiunea maximă a particulelor care pot fi transportate depind de tăria și persistența vântului (Mac, 1976). De asemenea, cu cât particulele sunt mai fine cu atât sunt menținute mai mult timp în aer.

Transportul nisipului și al prafului este influențat și de variația verticală a vitezei vântului. În apropierea suprafeței terenului vitezele sunt reduse datorită frecării, pentru ca la înălțimi de câțiva centimetri să crească, îndeosebi atunci când curgerea aerului devine turbulentă.

În funcție de mărimea materialelor se deosebesc trei tipuri de transport (Mac, 1976): în suspensie (sub 0,1 mm), prin saltație (0,1 – 0,2 mm) și prin târâre (peste 0,2 mm).

Dintre acestea transportul prin saltație este mecanismul principal de transport al nisipului. Prin înălțare în aer, granulele în saltație întâlnesc o viteză

mai mare a vântului şi execută apoi o deplasare lungă în direcţia vântului (Rădoane et al., 2001). Autorii citaţi menţionează că revenirea la suprafaţa terenului are loc de-a lungul unei traiectorii care are un unghi cuprins între 6 şi 12°, determinată de raportul dintre gravitaţie şi viteza de dragare.

Viteza vântului necesară pentru ridicarea şi transportul particulelor se numeşte viteză prag a fluidului (Rădoane et al., 2001).

Din momentul în care antrenarea materialelor de către vânt a avut loc, ele pot fi menţinute în curentul eolian şi la viteze mai mici decât cea de antrenare. Din momentul în care o particulă de nisip sau praf devine incompatibilă, ca mărime şi greutate, forţei de transport ea cade pe teren (Mac, 1986). În urma şocului de impact vântul câştigă energie liberă, iar la nivelul suprafeţei terenului se creează o energie în plus (fig. 6. 207), cu ajutorul căreia va fi antrenată particula, în vecinătatea căreia s-a produs şocul de impact (Mac, 1986). Se ajunge astfel la formarea unui nor de granule aflate în saltaţie, ce se menţine la câţiva centimetri deasupra terenului; majoritatea granulelor se deplasează prin saltaţie la înălţimi de 10 mm de la suprafaţă şi cu paşi de cca. 0,5 – 1,5 m (Rădoane et al., 2001).

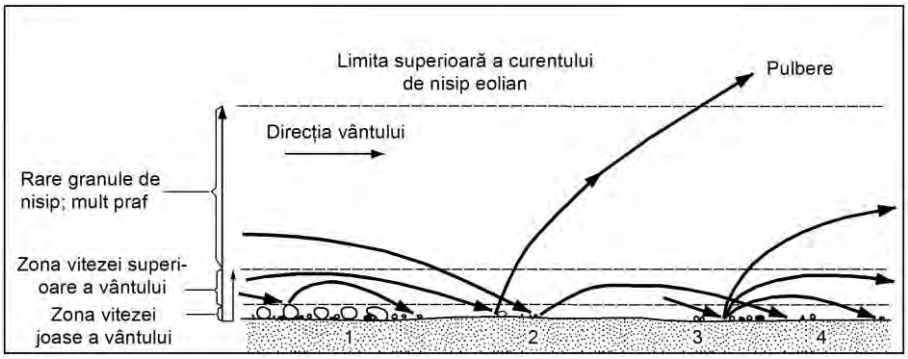


Fig. 6. 207. Formele mişcării nisipurilor : 1 – particule grosiere imobile, 2 – particulă saltată, 3 – particulă antrenată prin şoc de impact, 4 – granulă care se deplasează pe suprafaţa terenului (Bagnold, 1941, citat de Mac, 1986, p. 192)

6.6.1.3. Acumularea eoliană

Ea este rezultatul depunerii particulelor transportate de către vânt. Acumularea eoliană are loc din momentul în are forţa de rezistenţă a aerului, opusă curentului care transportă particulele de nisip şi praf, este mai mare, obligând granulele să se deplaseze descendent şi să se acumuleze pe suprafaţa terenului (Mac, 1996).

În urma depunerii nisipului şi prafului transportat de către vânt rezultă forme de relief definitorii pentru domeniul de modelare eolian (riduri, movile, dune etc.).

6.6.2. Formele de relief eolian

Ele se diferențiază, în funcție de procesele caracteristice agentului eolian în: forme de eroziune și acumulare.

6.6.2.1. Formele de eroziune eoliană

6.6.2.1.1. Pavajul de deflație și hamadele

În procesul de antrenare a nisipului și a particulelor fine are loc și o sortare a lor după granulometrie. Elementele mai grosiere care depășesc competența vântului, rămân pe loc și formează **pavajul de deflație** și **blindajul deșertic** (Mac, 1996). Spulberarea materialelor fine contribuie la realizarea unor suprafețe întinse, bătătorite, numite **reg** în Sahara, **giber plains** în Australia sau **sai** în deșertul Tarim (Mac, 1996). Cele mai tipice pavaje de deflație ocupă vechi câmpii fluviale acoperite cu o pătură subțire de nisipuri grosiere sau pietrișuri (fig. 6. 208); cu timpul ele ajung lustruite și acoperite de o pojghiță superficială de oxizi de fier sau mangan numită patina deșertului (Rădoane et al., 2001).

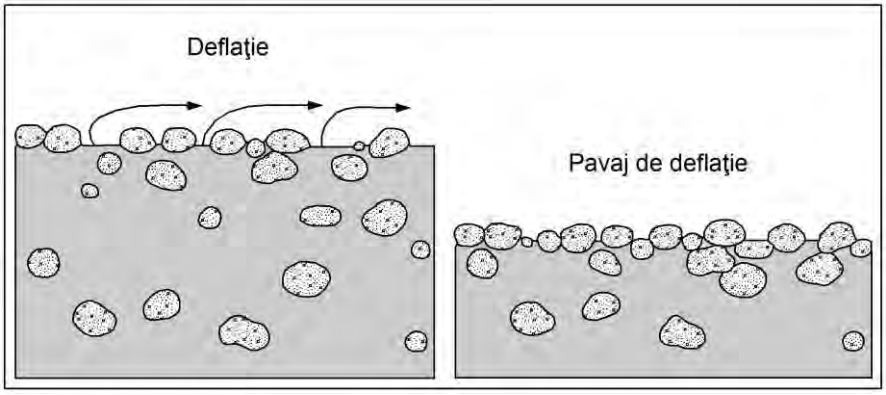


Fig. 6. 208. Formarea pavajului de deflație (Rădoane et al., 2001, p. 260)

Când în urma deflației suprafețe extinse rămân acoperite cu sfărâmături mari de roci se numesc **hamade**, iar când sfărâmăturile sunt mai reduse ca dimensiune se numesc **serir**. Suprafața rocilor rămase în loc este curată și lucioasă (Grecu și Palmentola, 2003).

6.6.2.1.2. Ventifactele

Ele sunt pietre care au suprafața fațetată și șlefuită de către granulele de nisip transportate de vânt (fig. 6. 209). Dimensiunea lor variază de la cea a pietrișului,

la cea a blocurilor de rocă. De exemplu, în Sahara ele prezintă trei fațete și se numesc **dreikantere** (în limba germană dreikanter = trei fețe) (Rădoane et al., 2001); se mai numesc și tricuspide sau blocuri tricuspidale (Grecu și Palmentola, 2003). Ele sunt preponderent rezultatul vânturilor unidirecționale, caz în care coraziunea are loc simultan pe toate fețele, pe măsură ce nisipul și praful sunt transportate în vârtejuri în direcția curgerii. Pe măsură ce sunt șlefuite de către particulele de nisip, prin spulberarea acestora de la baza ele se pot rostogolii și astfel pot fi prelucrate pe toate fețele.

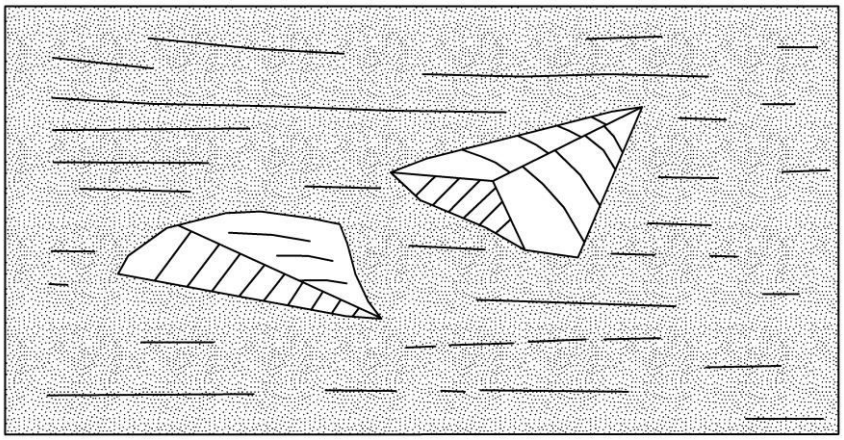


Fig. 6. 209. Dreikantere (Ielenicz, 2005, p. 221)

6.6.2.1.3. Yardang-urile

Se formează în urma eroziunii argilelor și a rocilor asemănătoare, pe direcția vânturilor dominante. Forma de yardang este compusă din șănțulețe separate de creste. Adâncimea șănțulețelor este de obicei sub 10 m, iar lungimea lor poate depăși 100 m (Rădoane et al., 2001). Astfel de forme se întâlnesc în deșerturile argiloase din Asia centrală (fig. 6. 210). Ele au fost descrise prima dată de către Hedin (1903).

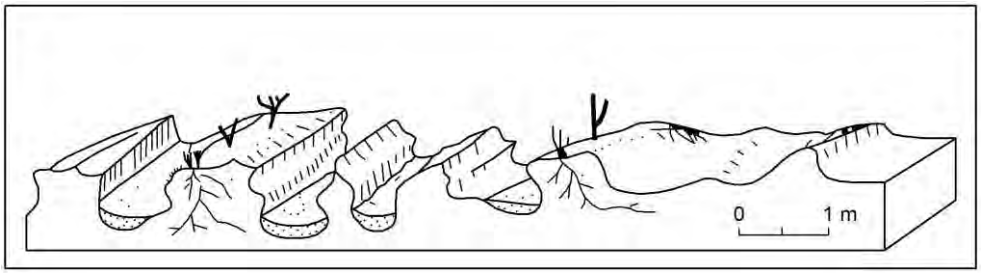


Fig. 6. 210. Yardang-uri (Derruau, 1965, citat de Posea et al., 1976, p. 443)

6.6.2.1.4. Scobiturile eoliene

Luate împreună, coraziunea şi deflaţia acţionează prin îndepărtarea materialelor de la nivelul versanţilor şi taluzurilor, îndeosebi când acestea au o constituţie geologică diferită. Rezultatul este formarea unor **scobituri eoliene** de dimensiuni reduse, cu aspect de buzunare, alveole şi nişe, care dacă sunt dese imprimă versanţilor aspect de fagure (Mac, 1976). Conform sursei citate, formarea lor se explică prin acţiunea vârtejurilor de aer încărcate cu material abraziv, care sfredelesc locurile mai labile.

6.6.2.1.5. Depresiunile de deflaţie şi coraziune

Fuldji sunt adâncituri de formă ovală, dezvoltate în direcţia de bătaie a vântului încărcat cu nisip şi praf. Ele sunt mai adâncite în partea frontală, de formă concavă, situată în direcţia vântului, primind aspectul urmei lăsată de copita unui cal, aşa cum se întâmplă în deşertul Arabiei (Rădoane et al., 2001).

Vadi au forma unor culoare alungite asemănătoare celor fluviale, dar care s-au format prin acţiunea vântului pe aceleaşi direcţii. În urma coraziunii şi deflaţiei versantul expus vânturilor dominante devine mai abrupt, în timp ce partea opusă are pantă mai redusă, favorizând unele cumulări incipiente de nisip (Rădoane et al., 2001). Autorii citaţi menţionează că astfel de culoare au lăţimi între 0,5 - 1 km şi lungimi de zeci de km, fiind spaţiate la 0,5 – 2 km una de alta. Se menţin timp îndelungat, atunci când se formează în gresii.

Depresiunile eoliene se mai numesc şi depresiuni de coraziune şi deflaţie (fig. 6. 211). În cadrul domeniului de modelare eolian, formele negative ale suprafeţei terenului se pot transforma în depresiuni de deflaţie. Geneza lor debutează de-a lungul fisurilor şi diaclazelor, pe care vânturile încărcate cu nisip pe post de abraziv le lărgesc. După o îndelungată evoluţie ele se prezintă sub forma unor depresiuni rotunde, cu marginile puţin înclinate şi aşezate la altitudini independente de orice nivel de bază (Mac, 1976).

Depresiunile eoliene evoluate se prezintă sub forma unor bazine depresionare de mari dimensiuni, complexe ca origine, dar deflaţia şi coraziunea sunt cele care au conlucrat la evidenţierea lor; se remarcă în acest sens bazinele depresionare din Egipt, unde depresiunea Quattara are o adâncime de 134 m sub nivelul mării şi un volum de 3.200 km^2 (Rădoane et al., 2001).

În cadrul depresiunilor eoliene se poate ajunge la formarea câmpiilor de nisipuri şi prafuri fine, numite playe, pe suprafaţa cărora apa stagnează sub forma unor lacuri mici denumite sebkhas.

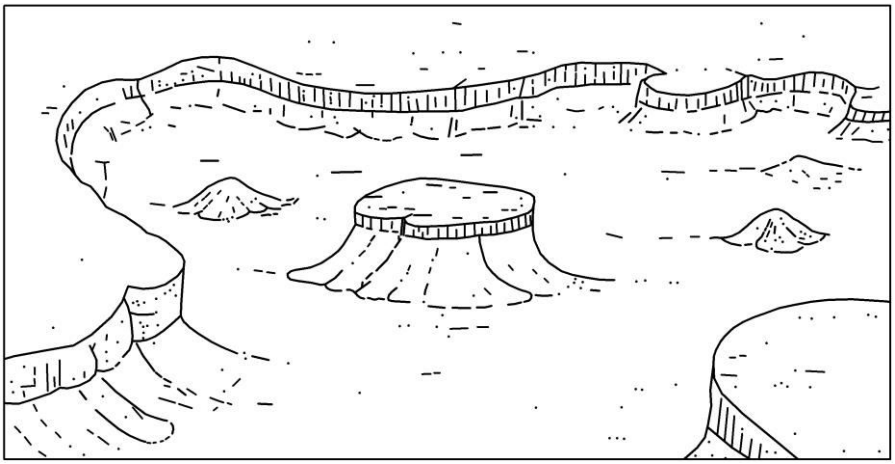


Fig. 6. 211. Depresiune de coraziune și deflație (Posea et al., 1976, p. 444)

Alături de formele de relief prezentate, în urma coraziunii și deflației, atunci când terenurile sunt alcătuite din roci friabile în alternanță cu roci mai dure, se formează ciuperci eoliene, pietre oscilante, stâlpi eolieni, creste etc. (fig. 6. 212).

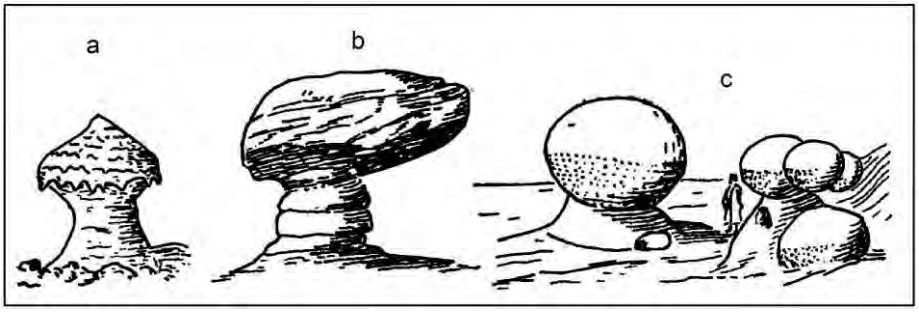


Fig. 6. 212. Diferite forme de ciuperci eoliene: a – cea de la Wadi Tarfeh (Egipt), b – cea de la Schandau (Elveția), c – sfere eoliene din deșertul Ak-Tau-Otelo (Peninsula Mangîșlak) (Tufescu, 1966, p. 113)

6.6.2.2. Formele de acumulare eoliană

Ele sunt cele mai importante forme de relief din cadrul modelării eoliene. Se remarcă în acest sens, atât microforme cât și macroforme de relief eolian.

6.6.2.2.1. Ridurile eoliene

Reprezintă simple ondulații produse de către vânt pe suprafața terenurilor ocupate de nisip. Ele se mai numesc și ripple marks-uri eoliene (fig. 6. 213).

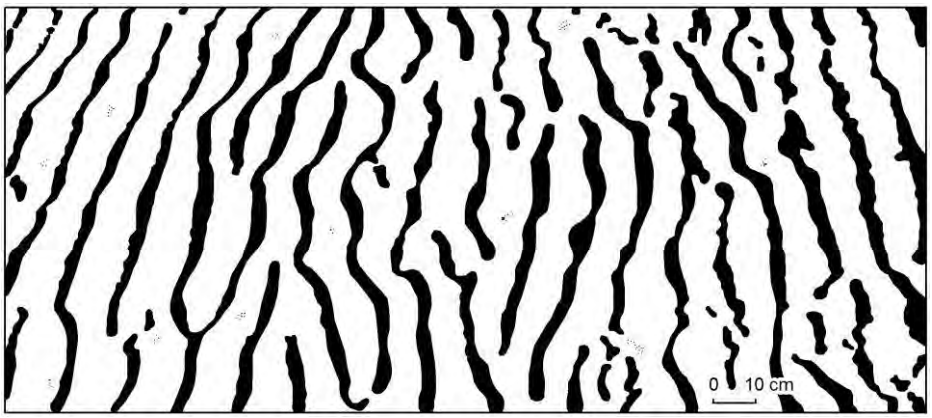


Fig. 6. 213. Riduri eoliene

Ca amplitudine variază de la 0,1 cm la 100 cm; în secţiune transversală sunt asimetrice, având valori ale pantei în jur de 10º, pe flancul expus vântului, şi de 30 – 35º, pe flancul de sub vânt (Rădoane et al., 2001). Modelul formării lor a fost intuit de către Bagnold (1941), ele dezvoltându-se pornind de la neregularităţi reduse, de pe suprafaţa terenului ocupat cu nisipuri, datorită transportului particulelor prin târâre şi saltaţie.

Pe măsură ce granulele transportate prin saltaţie se lovesc de suprafaţa nisipoasă ele dislocă alte granule, pe care vântul le duce pe flancul de sub vânt (Rădoane et al., 2001). Conform sursei citate, distanţa de saltaţie, cea care va influenţa spaţierea ridurilor, depinde de dimensiunea particulelor şi de viteza vântului. Prin deplasarea grăunţilor de nisip de pe flancul în vânt pe cel adăpostit, ridurile migrează menţinând relativ constantă distanţa dintre ele, atât timp cât nu intervin modificări semnificative ale granulometriei nisipului. Când materialele sunt bine sortate şi ajunge să predomine fracţiunea grosieră înălţimea ridurilor creşte substanţial şi spaţierea lor se măreşte; din moment ce nisipurile grosiere au nevoie de vânturi cu viteze mari pentru a fi mobilizate, se formează megaripluri cu lungimi de undă de 5 m şi înălţimi de 0,5 m (Rădoane et al., 2001).

6.6.2.2.2. Movilele de nisip

Se formează prin acumularea nisipului în spatele unui obstacol, de tipul unui smoc de iarbă sau bloc de rocă izolat (fig. 6. 214). Ele sunt de dimensiuni reduse, având 1 m înălţime, 1 – 3 m lăţime şi 5 m lungime; în Sahara se numesc nebka (Posea, 1976), iar în Sudan goze (Tufescu, 1966). Când movilele se alungesc în direcţia de bătaie a vântului, se formează creste subţiri de nisip, estompate la una din extremităţi, denumite sand-drift-uri (Mac, 1976).

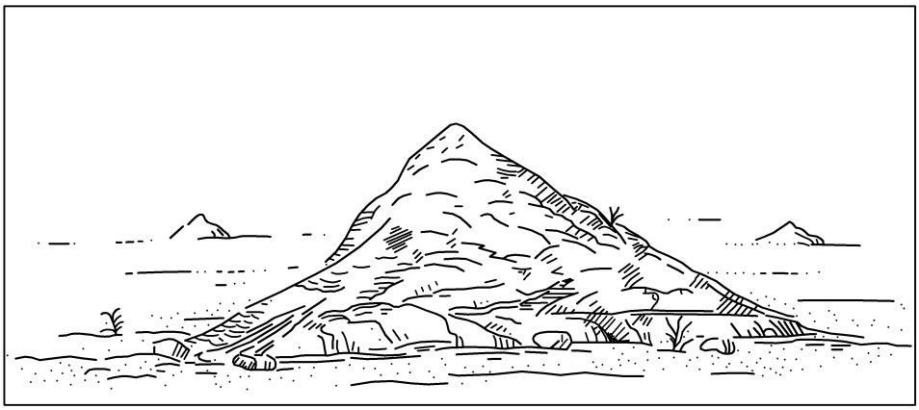


Fig. 6. 214. Acumulare eoliană de tip goze la sud de Biskra-Algeria (Tufescu, 1966, p. 127)

6.6.2.2.3. Dunele

Reprezintă mari acumulări de nisipuri, cu aspect de valuri asimetrice, specifice teritoriilor ocupate de nisipuri libere supuse bătăii vântului (Mac, 1976). Ele nu sunt specifice doar teritoriilor care au climat deşertic, acolo unde predomină marile acumulări de nisipuri, ci şi plajelor nisipoase, albiilor mari ale râurilor, precum şi tuturor terenurilor ocupate de nisipuri care pot fi mobilizate de către agentul eolian.

Elementele dunelor. Dunele de nisip au două flancuri Li (flancul în vânt, mai lin) şi Lu (flancul sub vânt, mai abrupt) şi o creastă sau coamă, denumită sif (fig. 6. 215).

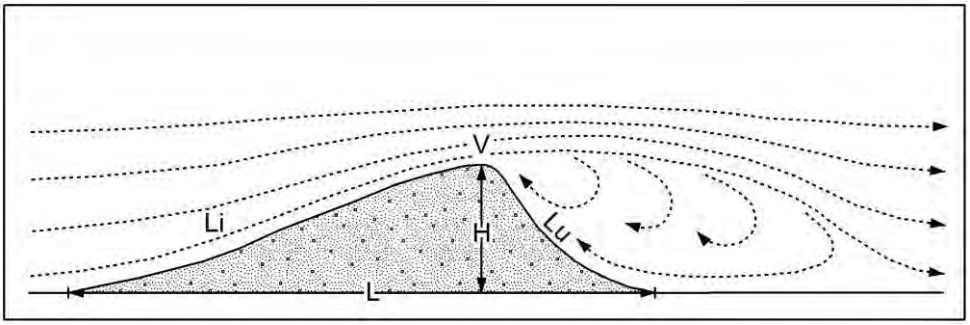


Fig. 6. 215. Elementele unei dune; Li - flancul lin; Lu – flancul înclinat; V – vârful; L – lungimea; H - înălțimea (Mac, 1996, p. 286)

Formarea dunelor are loc prin acumularea unei cantităţi de nisip, în condiţiile în care viteza vântului se reduce, fie datorită neregularităţii terenului, fie din cauza instabilităţii dinamicii aerului (Rădoane et al., 2001). Înseamnă că

formarea dunelor are loc şi în lipsa unor obstacole, deoarece vântul execută o mişcare ondulatorie (Coteţ, 1971).

Dinamica dunelor. Marile acumulări de nisipuri pe seama cărora se formează dunele se caracterizează printr-o dinamică specifică, bazată pe mişcare în direcţia în care bat vânturile dominante. Migrarea dunelor are loc prin împingerea nisipurilor de pe flancul lin către creastă, de unde se rostogolesc pe flancul abrupt. Aceasta înseamnă că vântul nu deplasează toată duna deodată (Coteţ, 1971), ci prin deplasarea fiecărei particule de nisip de pe flancul în vânt spre cel de sub vânt. În unghiul care se formează între linia curentului de vânt şi linia flancului abrupt al dunei se formează un vârtej, care imprimă şi o mişcare ascensională a nisipului (fig. 6. 216), contribuind la o stratificaţie specifică (Mac, 1976).

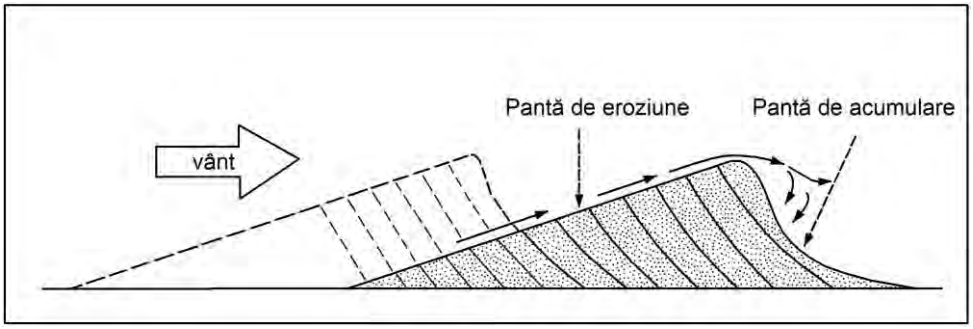


Fig. 6. 216. Formarea şi deplasarea unei barcane
(Longvell et al., 1963, citaţi de Posea et al., 1976, p. 446)

Ratele de deplasare a dunelor sunt în funcţie de tipul şi dimensiunea lor, precum şi de frecvenţa şi forţa vânturilor, valorile tipice fiind cele cuprinse între 10 şi 20 m/an (Rădoane et al., 2001). Condiţia indispensabilă a înaintării dunelor este prezenţa nisipului uscat (Coteţ, 1971). Când el este umed, pe lângă faptul că devine mai coeziv, favorizează fixarea vegetaţiei. De asemenea, când nisipul este uscat şi vântul suflă constant, dunele se formează chiar şi în jurul unor obstacole foarte mici (smoc de iarbă, tufă, pietre izolate etc.), care pot forma o piedică în transportul nisipului (Coteţ, 1971).

În procesul de înaintare, dunele cresc în înălţime, atunci când aportul de nisip este din ce în ce mai mare, de unde şi denumirea de deplasare crescândă. Ele cresc în înălţime până la atingerea unei forme de echilibru, variind de la câţiva centimetri până la peste 100 m sau chiar mai mult, în cazul megadunelor (peste 300 m). Din momentul în care cantitatea de nisip scade dimensiunea dunelor descreşte, fiind astfel vorba de o deplasare descrescândă (Tufescu, 1966) (fig. 6. 217).

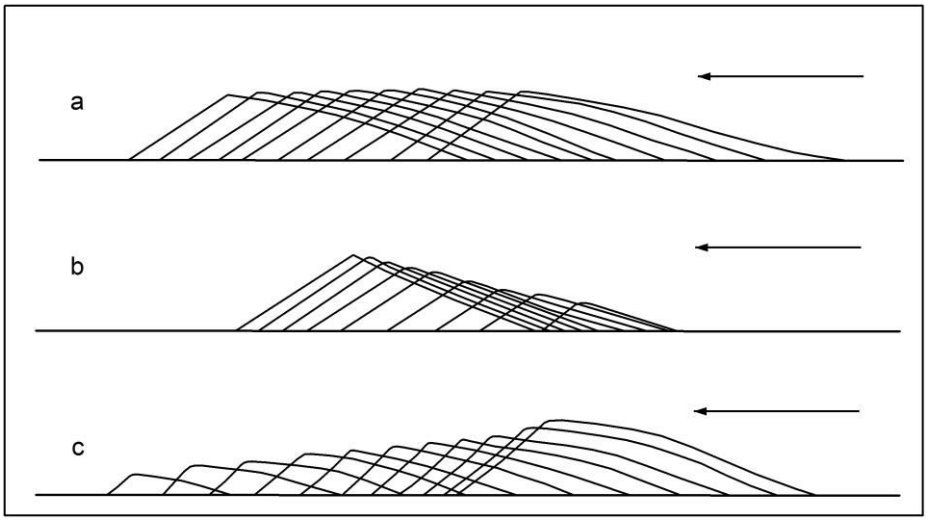


Fig. 6. 217. Tipuri de înaintare a dunelor: a – menținerea constantă a înălțimii, b – creșterea înălțimii, c – descreșterea înălțimii (Tufescu, 1966, p. 126)

Clasificarea dunelor. Diversitatea formelor sub care se prezintă, impune luarea în considerare a mai multor criterii pentru clasificarea dunelor. Dintre acestea se remarcă: direcția și viteza vânturilor, cantitatea de nisip, prezența obstacolelor etc.

Pornind de la acestea dunele se împart în două mari categorii (Rădoane et al., 2001): libere și constrânse.

Dunele libere. Cauza principală a formării fiecărui tip de dună în acest caz o reprezintă regimul vântului. Dunele cu o singură orientare a flancului de sub vânt sunt asociate cu vânturile unidirecționale (Rădoane et al., 2001), ele fiind denumite dune transversale. În contrast cu ele sunt dunele longitudinale, caracterizate de existența unuia sau mai multor flancuri de acumulare, de-a lungul cărora transportul de nisip este paralel cu linia de creastă.

Dunele transversale se formează în teritoriile unde vântul bate intermitent dinspre o anumită direcție. Ele pot fi simple sau de tip barcan.

Dunele transversale simple au flancuri și creste paralele orientate conform direcției vântului dominant (fig. 6. 218).

Barcanele sunt dune cu formă de semilună, care au flancul convex, mai lin și expus vântului, iar cel concav, mai abrupt și adăpostit (fig. 6. 219). Flancul lin are valori ale pantei de 10 – 20º, iar cel abrupt între 10 – 20º (Mac, 1976). Ele se întâlnesc pe de o parte ca forme izolate, în teritoriile netede cu slabă alimentare de nisipuri eoliene, iar pe de alta ca șiruri de barcane, în locurile abundente în nisipuri eoliene (Mac, 1976). Ele au fost descrise pentru prima dată și cercetate amănunțit de către Hedin (1903) în a Asia Centrală.

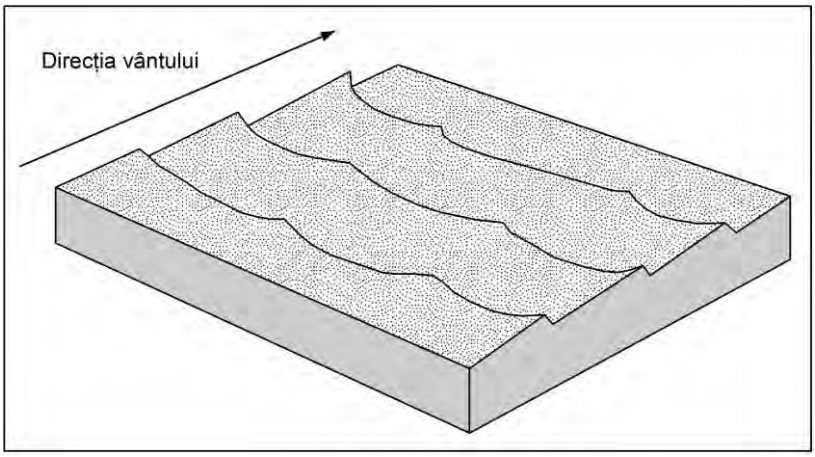


Fig. 6. 218. Formarea dunelor transversale (Nelson, 2001, citat de Rădoane et al., 2001, p. 266)

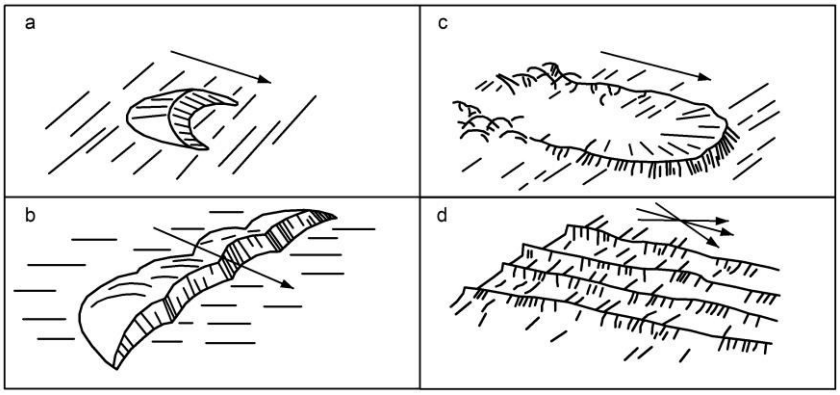


Fig. 6. 219. Tipuri de dune; a. barcane; b. dune în W; c. dune parabolice; d. dune longitudinale (Longwell, 1963, citat de Posea et al., 1976, p. 450)

Dunele longitudinale sau liniare se întâlnesc în teritoriile în care vânturile bat din aceeași direcție tot timpul anului. La formarea lor contribuie și vânturile dominante convergente oblic (fig. 6. 220), ele putând ajunge la lungimi de zeci de kilometri (Rădoane et al., 2001). În categoria lor se includ dunele seif și dunele lungi și drepte.

Dunele seif sunt cele care au creasta sinuoasă și ascuțită, cu aspect de S. Ele sunt relativ scurte și pot evolua din dune de tip barcane (fig. 6. 221) (Rădoane et al., 2001).

Dunele lungi și drepte constau din creste înguste despărțite de troguri largi; formarea lor este cauzată de vânturile unidirecționale dominante, din care se dezvoltă vârtejuri (Rădoane et al., 2001).

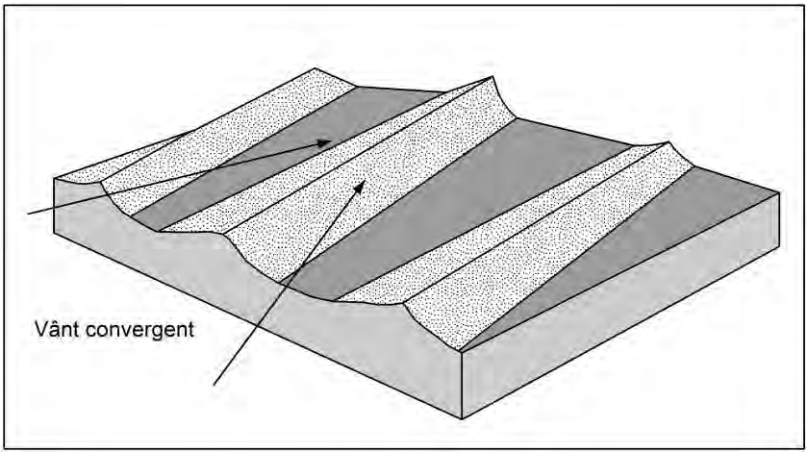


Fig. 6. 220. Formarea dunelor longitudinale
(Nelson, 2001, citat de Rădoane et al., 2001, p. 266)

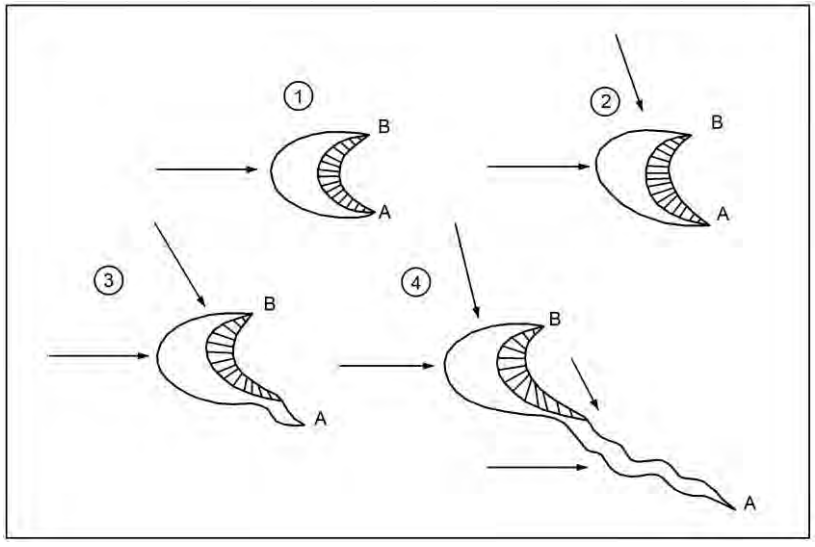


Fig. 6. 221. Dune seif; 1, 2, 3, 4 – stadii de formare, săgeţile indică direcţia vântului
(Tsoar, 1984, p. 101)

Există şi cazuri când în urma unor vânturi puternice se ajunge la trecerea dunelor de tip barcane în dune longitudinale (fig. 6. 222), datorită spărturii din partea centrală a acestora (Mac, 1976). Diferența dintre barcane și dunele longitudinale este și o chestiune de bilanț, între cantitatea de nisip transportată de vântul uşor şi vântul puternic. Când cantitățile de nisip transportate de cele două tipuri de vânturi diferă, se formează dune longitudinale, iar când cele două cantități aproape coincid se formează barcane (Mac, 1986).

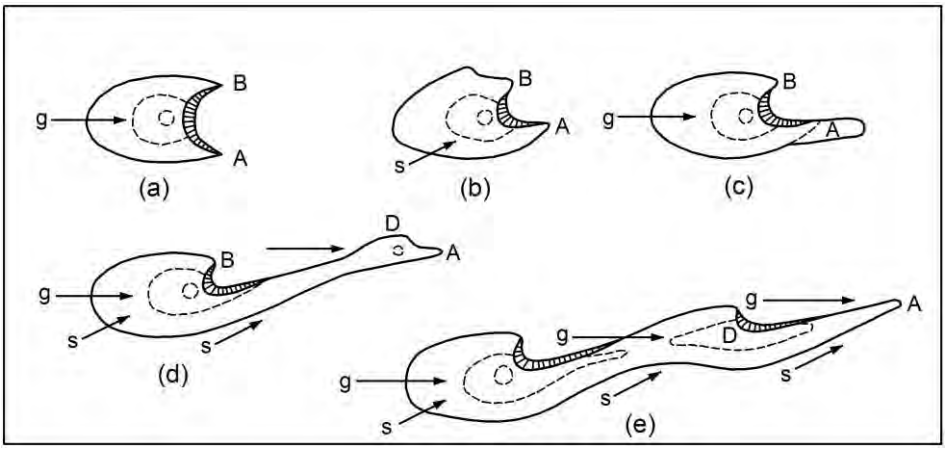


Fig. 6. 222. Trecerea de la barcane la dune longitudinale; a, b, c, d, e – stadii evolutive; g – direcția vântului slab, s – direcția vântului puternic (Bagnold, 1941, citat de Goudie 2013, p. 189)

Dunele longitudinale ocupă suprafețe extinse în centrul Australiei, unde formează deșerturile cu creste longitudinale de nisip (Mac, 1976). Când spațiile dintre dunele longitudinale devin mari se formează depresiuni numite gassi; la partea lor inferioară vântul poate intercepta pânză freatică sau se poate aduna apă din precipitații, formându-se oaze.

Dunele constrânse sunt strâns legate de prezența vegetației, a barierelor topografice și a surselor de nisip (fig. 6. 223) (Rădoane et al., 2001). Conform autorilor citați în categoria lor se includ:

- *dunele de tip crater* - sunt specifice acumulărilor de nisip, care după ce inițial au fost stabilizate de vegetație, aceasta din urmă a fost îndepărtată. Acțiunea ulterioară a vântului, sub forma deflației, determină formarea unor microdepresiuni de tip crater (blowout), de formă circulară sau eliptică cu dimensiuni de doar câțiva metri;

- *dunele parabolice* - sunt caracteristice teritoriilor cu vânturi ce au o direcție constantă, care prin deflație excavează culoare longitudinale (denumite brazde de vânt) și îngrămădesc nisipul la capătul acestora, sub formă de acumulare parabolică (Mac, 1976). Ele au frontul convex abrupt, iar frontul concav mai lin; aceasta din urmă este plasat în bătaia vântului. Comparativ cu barcanele sunt mult mai alungite (fig. 6. 219 și 6. 223.);

- *dunele de tip lunetă* - se formează pe suprafața depresiunilor lacustre sărăturate și în cadrul lagunelor mareice; sunt alcătuite din particule de argilă și sare;

- *dune crâng* sau *nebkha* - sunt rezultatul acumulării nisipului lângă tufişuri izolate şi pâlcuri de vegetaţie. În afara teritoriilor deşertice ele se întâlnesc şi în cele temperate, îndeosebi de-a lungul ţărmurilor (fig. 6. 223 şi 2. 224);

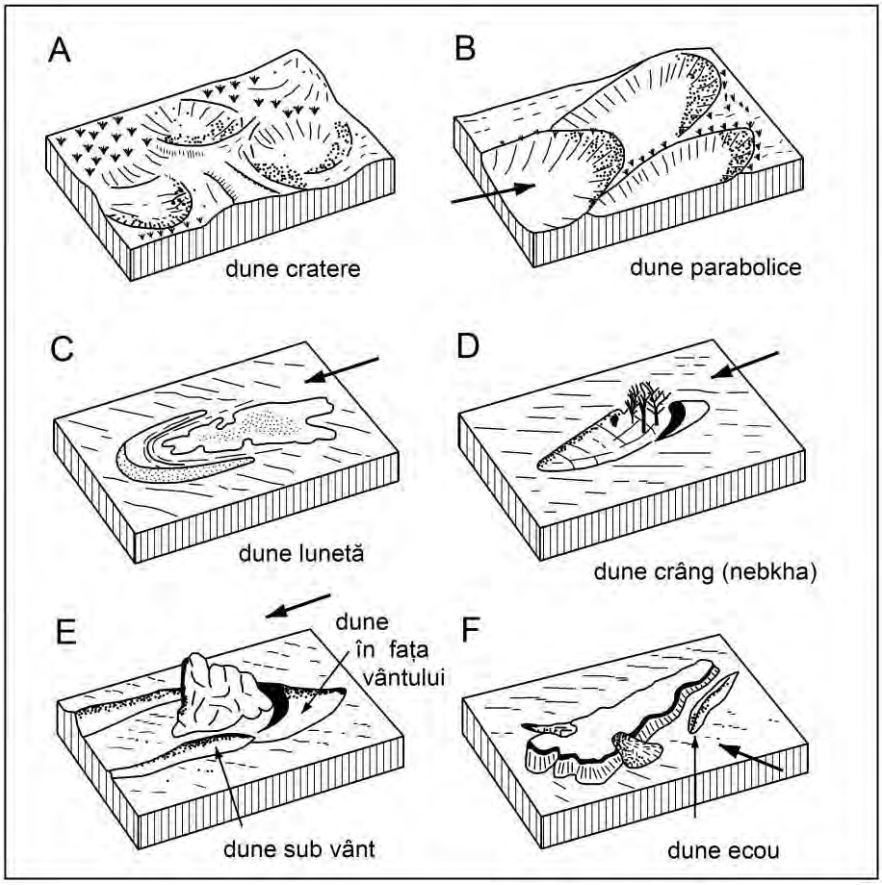


Fig. 6. 223. Tipuri de dune constrânse
(Summerfield, 1991, citat de Rădoane et al., 2001, p. 271)

- *dune în faţa obstacolului sau dune sub vânt* se dezvoltă atunci când obstacolele topografice determină reducerea vitezei vântului şi crearea de vârtejuri (6. 222);

- *dunele ecou* sunt rezultatul vârtejurilor mari şi puternice, care se formează când vântul întâlneşte o formă de relief abruptă şi înaltă. În acest caz, nisipul şi praful transportat de către vânt va fi depus la o anumită distanţă, de obicei de câţiva metri de peretele abrupt, formând o dună de întoarcere sau de respingere (echo-dune) (Grecu şi Palmentola, 2003).

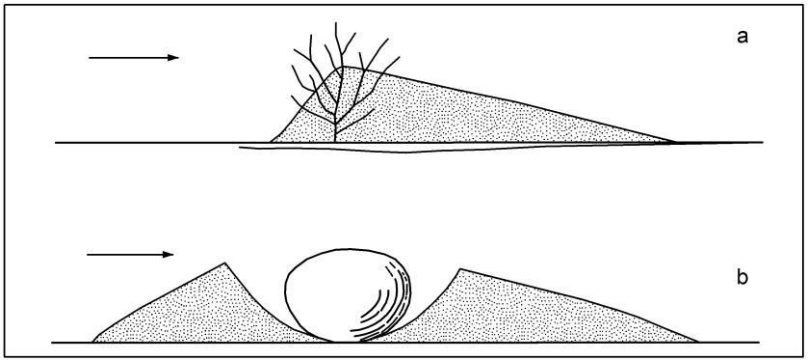


Fig. 6. 224. Formarea dunelor constrânse: a – obstacol penetrabil (de exemplu un tufiș), b – obstacol compact (un bloc de rocă) (Tufescu, 1966, p. 122)

6.6.2.2.4. Câmpurile de dune

Sunt strâns legate de marile acumulări de nisipuri eoliene. Ele se numesc erg în Sahara, kun în Asia Centrală, nefud în țările arabe etc. Marile acumulări de nisipuri, numite și mări de nisip, se impun printr-o morfologie variată ce include riduri, movile, dune transversale de tip barcan, dune în W (rezultate din alăturarea mai multor barcane – fig. 6. 219), dune longitudinale separate de depresiuni alungite și acumulări neregulate cu un relief confuz (Mac, 1976). Câmpurile de dune neregulate cu aspect de îngrămădiri, se numesc akle în Sahara (Posea et al., 1976).

Depresiunile alungite din cadrul câmpurilor de dune sunt de două tipuri (Tufescu, 1966, Posea et al., 1976): de tip **gassi**, când roca de bază este scoasă la zi, și de tip **feidj** (fig. 6. 225), când subasmentul stâncos mai este încă acoperit de o pătură subțire de nisip).

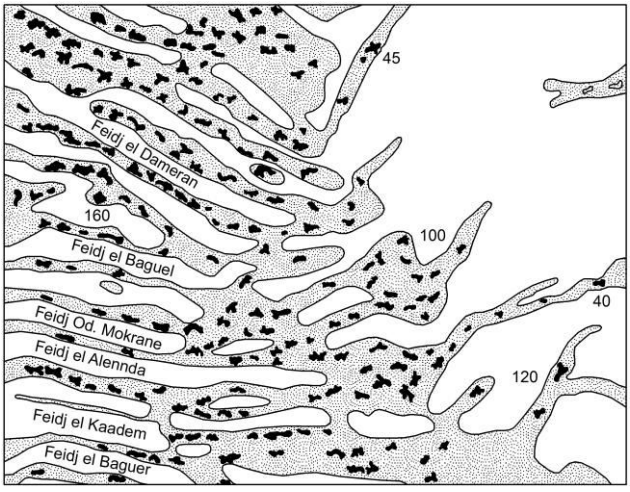


Fig. 6. 225. O parte din Marele Erg Oriental, cu dune paralele, culoare între ele (feidj) și dune sub formă de stea (cifrele indică altitudinea relativă) (Tufescu, 1966, p. 130)

În cadrul câmpurilor de dune, prin contribuția turbioanelor eoliene se formează acumulări piramidale, denumite și **dune piramidale** sau **dune sub formă de stea** (fig. 6. 226), caracterizate printr-o instabilitate accentuată.

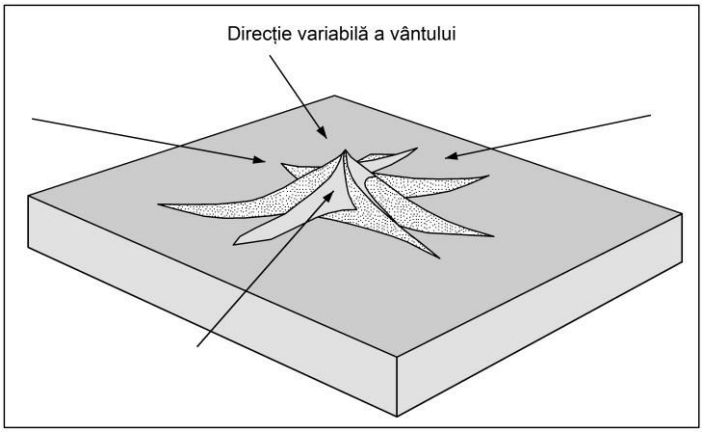


Fig. 6. 226. Formarea dunelor stea (Nelson, 2001, citat de Rădoane et al., 2001, p. 267)

De asemenea, în cadrul câmpurilor de dune se întâlnesc și **dune de tip dom** (fig. 6. 227), cele care nu au flancuri abrupte sub vânt, dar pot atinge dimensiuni impresionante (Rădoane et al., 2001).

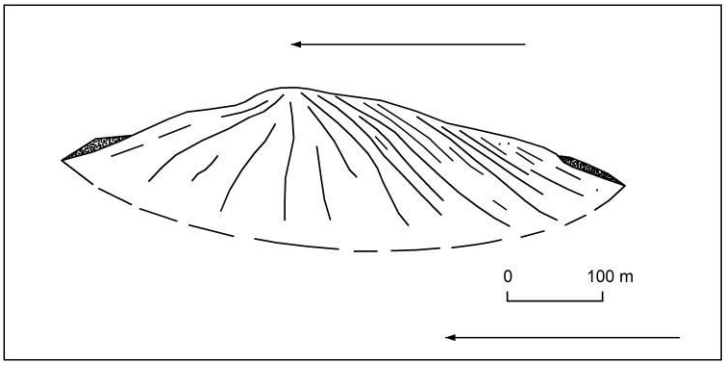


Fig. 6. 227. Dune de tip dom (Josan et al. 1996, citat de Blaga et al., 2014, p. 79)

În demersul explicării, mecanismului de formare a marilor acumulări de nisipuri eoliene, s-a constatat că, între vânt și relieful din fața curentului eolian există o relație cu efect de retroacțiune, care determină acumularea nisipurilor pe spații mari (Mac, 1986). Practic marile erguri eoliene, conform autorului citat, trebuie apreciate ca forme de relief constrânse de un spațiu geomorfic. Marile acumulări de nisipuri sunt localizate în teritorii barate de un relief accidentat. Astfel,

cu cât relieful din fața fronturilor eoliene este mai înalt şi mai extins pe direcția deplasării maselor de aer, cu atât efectul său spațial va fi mai mare, ergul câştigând în dimensiune (Mac, 1986).

În evoluția ergurilor au fost stabilite mai multe stadii: un stadiu primar când predomină barcanele şi dunele seif; stadiul dominării dunelor longitudinale; stadiul de lărgire a depresiunilor dintre dune în detrimentul dunelor longitudinale şi formarea depresiunilor dintre dune de tip gassi.

6.7. RELIEFUL ANTROPIC

Prezența omului pe Terra nu a rămas fără rezultate nici sub aspect geomorfologic, el determinând geneza unei game variate de forme de relief. În acest context, omul este un component al mediului (componenta antropică), care la fel ca ceilalți interacționează cu scoarța terestră, influențând-o în mod specific.

Formele de relief generate direct sau indirect de către om, au intrat de timpuriu în atenția specialiştilor, dovadă stând preocupările precise privind rolul omului ca agent geomorfologic. Se remarcă în acest sens lucrările: La Geomorphologie et le hommes (Tricart, 1953), Man, a geomorphological agent (Nir, 1983), Human influence in geomorphology (Goudie, 1993), Human Activity and Geomorphology (Lóczy şi Sütö, 2011) etc. S-a conturat astfel tot mai clar Geomorfologia antropică, ramură ştiințifică care are drept scop identificarea, descrierea şi analiza intervenției antropice în desfăşurarea proceselor geomorfologice, precum şi studiul formelor de relief rezultate prin activitatea omului (Josan, 2014). Această nouă direcție de cercetare a fost denumită Antropogeomorfologie de către Piacente (2005), cea care o defineşte ca ştiința ce studiază rolul în timp şi spațiu a acțiunii antropice, în determinarea unor noi forme de relief şi în modificarea proceselor geomorfologice.

Omul agent geomorfologic. Cu toate că omul este parte componentă a mediului şi este influențat de stările acestuia, el este în măsură să devină un factor care să modifice componentele lui. Acest lucru este pe deplin valabil şi în relația dintre componenta antropică şi relief. Prin activitatea organizată şi conştientă desfăşurată de către om, dar mai ales prin amploarea la care s-a ajuns în urma exploziei demografice, el trebuie privit ca o forță esențială de modificare a substratului. În acest context se vorbeşte de un impact antropic asupra reliefului (Muntean, 2005).

Aşadar, din punct de vedere geomorfologic, omul a devenit un agent capabil să genereze nu numai forme de relief izolate, ci chiar ansambluri cu o fizionomie şi o dinamică proprie (Mac, 1980). S-a ajuns ca în prezent să fie posibilă influențarea nu doar a proceselor exogene, ci şi a celor endogene.

Una din notele caracteristice ale modelării antropice este durata mult mai scurtă a morfogenezei, decât în cazul modelării prin intermediul altor agenți.

Deşi existenţa cu zeci de mii de ani în urmă este dovedită, prezenţa s-a ca agent geomorfologic se leagă de ultimele patru milenii, din care în sensul cel mai apropiat al noţiunii se remarcă ultimele două secole (Ielenicz, 2005).

Componenta antropică influenţează morfologia substratului sub trei aspecte (Mac, 1980): acţionează direct sau indirect asupra proceselor morfogenetice, influenţând cursul acestora; creează involuntar (întâmplător) diferite forme de relief; creează intenţionat forme de relief artificial.

Acţiunea directă a omului asupra scoarţei este cea în urma căreia rezultă forme de relief folositoare diverselor scopuri, aşa cum se întâmplă în cazul realizării de tuneluri, terasamente, halde de mină etc. (Posea et al., 1976).

Acţiunea indirectă se manifestă, îndeosebi, prin distrugerea învelişului vegetal şi a orizonturilor superioare de sol. Scoaterea din echilibru a mediului are loc prin tăierea pădurii de pe versanţi, prin aratul terenurilor agricole perpendicular pe curbele de nivel, prin păşunat iraţional, prin desţeleniri etc. (Posea et al., 1976).

Din momentul în care componenta antropică intervine asupra reliefului unui teritoriu, modelarea în regim natural este înlocuită cu una în regim antropizat, guvernată de legi proprii (Posea şi Cioacă, 2003). În situaţia în care influenţa antropică încetează, modelarea se va desfăşura într-un regim natural, dar pe fondul tiparelor antropice moştenite.

Modul de intervenţie a agentului antropic a determinat găsirea unor termeni cât mai adecvaţi pentru a ilustra modelarea substratului datorată acestuia. Astfel, este folosit termenul de dinamică antropică sau accelerată, cu scopul de a marca diferenţele de viteză, frecvenţă, intensitate de manifestare, amplitudine spaţială, extindere temporală a proceselor geomorfologice specifice (Anghel, 2009).

Cu toate că sub aspect geomorfologic omul se manifestă asemănător celorlalţi agenţi geomorfologici, acţiunea sa se deosebeşte de a acestora prin (Josan, 2014):

- activitatea antropică nu este guvernată de legi naturale, ci de interese economice, fiind în funcţie de dezvoltarea tehnico-ştiinţifică a societăţii;
- în cea mai mare parte a sa, activitatea antropică se desfăşoară în mod dirijat, iar ritmul proceselor generate este mult mai rapid;
- este discontinuă în timp, spaţiu şi intensitate;
- se execută mai mult punctual, pe spaţii restrânse sau liniar;
- ritmul proceselor geomorfologice antropice este impus de structura socială, nivelul ştiinţific şi tehnologic (de cultura unei societăţi);
- poate fi întreţinută sau abandonată după o perioadă de timp;
- efectele sale asupra mediului geomorfologic natural pot fi pozitive sau negative;
- nu tinde spre realizarea unui echilibru, iar dacă acesta se realizează este forţat şi nesigur;
- se face cu un anumit scop.

Între activitatea antropică și procesele geomorfologice există relații de reciprocitate; de exemplu, o alunecare de teren poate afecta infrastructura rutieră, dar în același timp și infrastructura poate să favorizeze declanșarea unei alunecări de teren, prin crearea unei pante artificiale pe versant sau prin trepidații (Blaga et al., 2014).

6.7.1. Procese geomorfologice antropice

Modelarea scoarței de către om are loc într-un mod analog modelării naturale, deoarece și în acest caz procesele morfogenetice îmbracă un aspect constructiv și unul distructiv (Mac, 1996).

Similar cu ceilalți agenți morfogenetici, componenta antropică acționează prin procese de eroziune, transport și acumulare, nuanțate în conformitate cu particularitățile ei. Alături de procesele și formele de relief antropice propriu-zise, se remarcă și cele care au rezultat în urma influențelor aduse de componenta antropică proceselor inițiate de către alți agenți.

Procesele geomorfologice antropice, se referă la acele activități prin care omul intervine direct asupra scoarței terestre. Ca exemple de acțiuni directe prin care omul generează forme de relief se remarcă: schimbarea traseului cursurilor de apă, bararea văilor și realizarea lacurilor de acumulare, trasarea căilor de comunicații, exploatarea substanțelor minerale utile, amenajarea terenurilor pentru agricultură, construcții civile, industriale etc. În categoria lor se includ îndeosebi procesele de excavare, transport, depunere, nivelare și compactare.

Excavările sunt procese de eroziune antropică; ele sunt necesare pentru edificarea spațiilor de locuit (fundații, bazine, pivnițe subsoluri, gropi), la realizarea carierelor (abrupturi de exploatare, trepte), în agricultură (canale de drenaj și de irigații), în navigație (amenajarea porturilor, canalelor de navigație), în industrie (șanțuri, excavări pentru instalații și utilaje), în amenajări hidrotehnice (secționarea versanților, canalizarea albiilor, săparea tunelurilor pentru aducțiuni); aceste acțiuni mai implică derocare de material, modificări ale valorii pantei, concepute și executate în baza unor norme tehnice (Ielenicz, 2005).

Excavările se realizează cu diverse mijloace, care pot fi atât manuale (sapă, hârleț, târnăcop), cât și tehnice (excavatoare, buldozere, cârtițe pentru săpat galerii subterane, discuri tăietoare rotative acționate cu aer comprimat etc.) (Josan, 2014).

Transportul este în acest caz o verigă intermediară de legătură între excavare și depunere în procesul morfogenetic antropic. Materialele rezultate în urma excavărilor sunt transportate, fie pentru a fi depuse în alte locuri, fie pentru a fi folosite ca materie primă în diferite domenii de activitate (industrie, construcții, agricultură) (Josan, 2014). Sursa citată menționează că, pe măsura dezvoltării

societății mijlocele de transport s-au diversificat și modernizat și ele, trecându-se cu timpul de la transportul cu roaba și coșuri purtate în spate, la tracțiunea animală și apoi la cea mecanizată (autocamioane, trenuri, vapoare, benzi transportoare, transport pe cablu etc.).

Depunerea este un proces de acumulare a rocilor, a solului și a altor tipuri de materiale (de exemplu betonul), fie cu scopul nivelării unor microdepresiuni (bălți, crovuri, pâlnii de sufoziune etc.), fie pentru construirea unor forme pozitive de tipul haldelor, barajelor, digurilor, movilelor (Ielenicz, 2005). Ele au o formă geometrică precisă, de tipul trunchiului de piramidă, și dimensiuni de ordinul zecilor de metri. În categoria lor se includ și barajele de beton și anrocamente (Ielenicz, 2005). Depunerea materialelor poate fi definitivă (deșeuri, cenuși de la termocentrale, halde de steril etc.) sau temporară (Josan, 2014).

Nivelările sunt procese mixte, de eroziune acumulare, realizate în scopul pregătirii terenurilor pentru diverse tipuri de construcții (locuințe, ansambluri social-culturale, sportive, platforme industriale, nivelarea unor terenuri afectate de alunecări, tasări, ce urmează a fi utilizate agricol); nivelarea presupune pe de o parte secționarea formelor pozitive, iar pe de alta umplerea cu material a celor negative (Ielenicz, 2005);

Compactarea este procesul prin care particulele solide ale terenului (sol, rocă, umpluturi) sunt apropiate între ele sub acțiunea unei forțe exterioare (Josan, 2014). Ea se poate realiza prin: presiune statică, acțiuni dinamice, vibrații etc.

Procesele geomorfologice influențate antropic. Ele sunt numeroase și se referă la condițiile create de activitățile antropice, care sunt favorabile modificării dinamicii proceselor specifice altor agenți. Acțiunea indirectă a componentei antropice se referă la defrișarea pădurilor, extinderea culturilor agricole, modificarea declivității formelor de relief preexistente, secarea lacurilor, desecarea terenurilor mlăștinoase etc. (Mac, 1980).

Influența antropică asupra proceselor endogene cu toate că este dificil de verificat ea este totuși posibilă. Exploziile nucleare repetate din poligoanele de tragere, căderea sateliților și a rachetelor etc., pot fi urmate de cutremure de pământ artificiale (Mac, 1980). De asemenea, exploatarea zăcămintelor minerale prin executarea de galerii și goluri subterane, conduc la decompensări de masă și creează mișcări izostatice, prăbușiri și falieri.

Influența antropică asupra proceselor exogene este mult mai diversificată și cu consecințe nefaste. Ea se manifestă preponderent în teritoriile unde echilibrul dintre procesele naturale este deranjat de intervenția antropică. Se remarcă în acest sens climatele semi-uscate (temperat continental, de savana, musonic), unde învelișul vegetal și de sol este efemer datorită condițiilor specifice. Distrugerea acestuia prin defrișare, pășunat excesiv, incendierea ierburilor, arat irațional, determină stimularea proceselor de meteorizație, de pluviodenudare, a celor

torenţiale, de curgeri noroioase, de alunecare (Mac, 1980). Efectele se transmit apoi în cadrul albiilor, unde, pe fondul scurgerii cu caracter torenţial, se intensifică procesele de eroziune a patului aluvial şi a malurilor.

În condiţiile în care învelişul vegetal şi orizonturile superioare de sol, care aveau rol de tampon între substrat şi masa hidro-atmosferică au fost îndepărtate, picăturile de ploaie lovesc direct terenul şi îl fărâmiţează. Surplusul de apă, care nu reuşeşte să se infiltreze, se scurge cu viteză pe suprafeţele cu diferite grade de înclinare, transportând partea afânată a solului. Procesele o dată dezlănţuite înaintează prin autocliză: procesele liniare le întreţin pe cele areale şi invers (Mac, 1980).

Pentru desemnarea eroziunii induse antropic şi deosebirea ei de cea normală se foloseşte termenul de ***eroziune accelerată sau excesivă***, prin ea înţelegându-se *„eroziunea mult mai activă care se dezlănţuie în urma ruperii echilibrului forţelor naturii prin intervenţia omului; de aceea i se mai spune şi eroziune antropică”* (Tufescu, 1966, p. 29). Deoarece ea se dezlănţuie în urma ruperii echilibrului din mediu prin intervenţia omului, ea se mai numeşte şi eroziune antropică.

Eroziunea antropică sau accelerată este influenţată îndeosebi de modul de utilizare a terenurilor şi tipul de climat (Mac, 1980).

Modul divers de utilizare al terenurilor este cel care suprasolicită solul faţă de potenţialul său natural, îndeosebi datorită tipului de cultură, suprapăşunatului, desţelenirilor şi defrişărilor de pe terenurile cu valori ale pantei mai mari de 12 – 15^{o}, aratului perpendicular pe curbele de nivel etc.

Tipurile de climat caracterizate prin alternanţa sezoanelor uscate cu cele umede, aşa cum sunt cele temperat continentale, mediteraneene, musonice etc., favorizează eroziunea pe terenurile agricole, mai ales la finalul sezonului secetos, când terenurile nu sunt protejate de un înveliş vegetal consistent.

Alături de efectele negative ale intervenţiei omului asupra proceselor geomorfologice, se remarcă şi acţiunile cu rol de a împiedica manifestarea unor procese cu conotaţii negative. Se înscriu în această categorie activităţile de împădurire, de plantare a pomilor fructiferi şi a vitei de vie pe terenuri înclinate, după ce anterior au fost terasate; împotriva spulberării solului se creează perdele de protecţie; ravenele şi torenţii sunt amenajaţi conform unor scheme care să determine stingerea evoluţiei lor; râurile se amenajează hidrotehnic prin construirea de baraje şi canalizări ale albiilor; ţărmurile mărilor sunt amenajate pentru a frâna acţiunea distructivă a valurilor (Mac, 1980).

Cele două maniere – directă şi indirectă - de intervenţie a componentei antropice asupra scoarţei se suprapun, contribuind la deosebirea netă între morfogeneza antropică şi cea naturală, omul instaurând o ierarhie originală a proceselor (Mac, 1980).

6.7.2. Formele de relief antropic

Cu toate că omul acționează de mii de ani asupra scoarței terestre, peisajele geomorfologice antropice au început să își facă simțită prezența abia în ultimii 200 de ani, când pe fondul exploziei demografice a început prelucrarea agricolă pe suprafețe extinse a terenurilor, exploatarea resurselor minerale, trasarea căilor de comunicații moderne, extinderea vetrelor de așezări etc.

De exemplu, formele de relief antropic ocupă suprafețe însemnate pe terenurile agricole, unde realizarea de agroterase, canalele de drenaj, de irigație, drumuri de exploatare etc. a condus la modificarea substanțială a reliefului preexistent.

La rândul ei, exploatarea resurselor minerale atât în subteran, cât și la zi, determină atât forme de eroziune, de tipul excavațiilor, cât și de acumulare, de tipul haldelor de steril.

În cadrul vetrelor urbane se înregistrează una dintre cele mai profunde modelări antropice ale relieful inițial. În cazul marilor aglomerări urbane vaste suprafețe de teren sunt folosite pentru construcții de clădiri, căi de comunicații, diguri de protecție, locuri de recreere și agrement, încât relieful preexistent îmbracă o cu toată altă fizionomie (Mac, 1980).

De asemenea, introducerea și îndesirea căilor de comunicații moderne în unitățile montane și deluroase este însoțită de modificări esențiale ale reliefului. Acesta înseamnă relocarea unor volume mari de materiale cu ocazia realizării de tuneluri, ramblee, deblee, viaducte, ziduri de protecție și de sprijin, șanțuri de drenaj etc. (Mac, 1980).

Formele de relief generate de procese antropice compun un tablou vast, fapt care îndeamnă la sintetizarea tipurilor existente sub forma unei scheme de clasificare (Mac, 1980).

1. Forme de relief rezultate în urma extragerii și prelucrării materialelor utile: mine, cariere, șanțuri, puțuri, galerii de prospectare și extracție, halde, movile, terase artificiale;

2. Forme de relief datorate proceselor industriale: grămezi de deșeuri și reziduuri, bazine și gropi artificiale pentru ape uzate și decantarea mâlurilor de la flotații;

3. Forme de relief rezultate în urma activităților agricole: agroterase, terase, valuri de pământ, canale de irigație și drenaj, șanțuri;

4. Forme datorate amenajării centrelor de locuit: movile de pământ, taluzuri, suprafețe betonate, pavate, asfaltate, gropi și bazine de depozitare a produselor reziduale (fig. 6. 228);

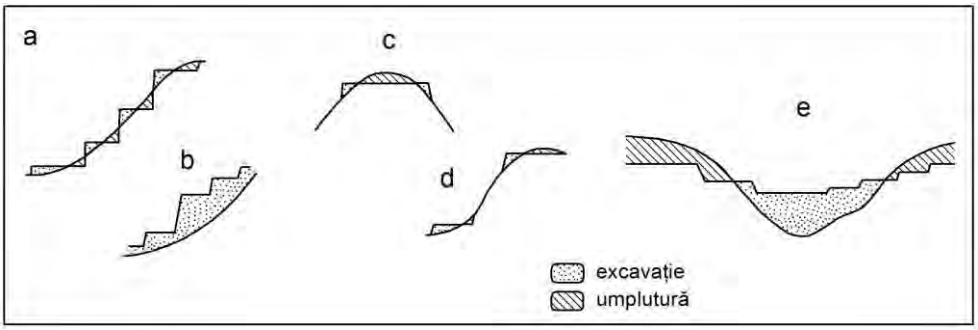


Fig. 6. 228. Modificări antropice ale reliefului și crearea de forme noi în procesul dezvoltării construcțiilor rezidențiale (Tamura, 1978, citat de Mac, 1996, p. 298)

5. Forme de relief generate de construcția căilor de comunicații: excavații, umpluturi cu materiale, tuneluri, promontorii, diguri, avanposturi, spărgătoare de valuri, piste de aterizare;

6. Forme pentru protejarea malurilor: diguri, baraje, poldere, albii artificiale, canele, insule artificiale;

7. Forme de relief cu rol de fortificații și acțiuni militare: șanțuri de apărare, tranșee, platforme de lansare a rachetelor, gropi de explozie;

8. Forme de relief legate de amenajări speciale: gorgane de pământ cu rol de cimitire, piramide, movile memoriale și triumfale, arene sportive, temple de pământ.

Pornind de la clasificarea schematică de mai sus, în continuare vor fi prezentate principalele forme de relief antropic, și anume, cele generate de excavări și depuneri de materiale, precum și cele rezultate în urma nivelărilor.

6.7.2.1. Formele de relief generate de excavări

Catacombele sunt tuneluri subterane dispuse pe mai multe niveluri, care au funcție religioasă și de adăpost (Josan, 2014). Astfel de forme, deși nu apar în peisajul geomorfologic decât foarte rar, ele au existat din cele mai vechi timpuri. Săparea unor grote în versanții văilor ca locuri de adăpost împotriva fenomenelor climatice sau a animalelor a fost la fel de importantă ca asigurarea hranei (Josan, 2014).

Golurile miniere. Pe măsură ce omul a conștientizat importanța unor substanțe minerale utile și au fost perfecționate mijloacele de săpat, a apărut mineritul. În urma lui au rămas numeroase goluri subterane denumite galerii de mină, abataje, camere de exploatare, puțuri etc. (Josan, 2014).

Galeriile de mină au formă asemănătoare cu cea a tunelurilor având funcție de transport și de aeraj.

Abatajul reprezintă locul de unde se extrage minereul prin tăiere, cu ajutorul mijloacelor manuale sau mecanice.

Camerele de exploatare se întâlnesc în cazul exploatării unor substanțe minerale utile cum este sarea; ele sunt de formă conică sau trapezoidală.

Puțurile sunt goluri verticale, înclinate sau orizontale care permit accesul la galerii (Josan, 2014).

Tunelurile reprezintă şi ele galerii subterane, care au apărut din necesitatea scurtării unor distanțe sau a evitării unor obstacole naturale. Ele pot fi săpate în masive montane, sub ape curgătoare, lacuri strâmtori sau în subsolul unor aşezări (Josan, 2014). Conform autorului citat, în raport cu scopurile pentru care au fost construite tunelurile sunt: pentru realizarea unei căi de comunicație (rutieră, feroviară etc.), hidrotehnice (folosite pentru captarea unor râuri sau pentru alimentarea cu apă a unor obiective), pentru navigație și plutărit, pentru industria minieră, tuneluri pentru conducte și cabluri etc.

Tunelurile sunt unele dintre cele mai impresionante construcții civile. Realizarea lor necesită metode și tehnologii deosebite. De exemplu, pentru excavare se utilizează utilaje speciale cum sunt: scutul, semiscutul, chesonul, iar consolidarea se face prin silicotizare şi congelare (Josan, 2014). Elementele componente ale unui tunel sunt: fundația, zidurile drepte şi bolta.

Realizarea tunelurilor presupune excavarea unor cantități impresionante de rocă, care pot fi folosite apoi la realizarea altor obiective (terasamente pentru căi de comunicații, baraje etc.) sau pot fi depozitate sub formă de halde. De exemplu, construcția tunelului Seikan din Japonia a însemnat excavarea a 6,33 mil. m^3 de rocă (Josan, 2014), iar pentru tunelul din Masivul St. Gottard din Alpii Elvețieni a fost necesară derocarea a 28 mil. m^3 de material (https://en.Wikipedia.org/wiki/Gotthard_Base_Tunnel).

Dintre cele mai lungi tuneluri se remarcă: Gotthard Base Tunnel (57 km), Seikan (53,8 km) şi Eurotunelul de sub Canalul Mânecii (50,50 km).

Carierele sunt strâns legate de exploatarea la zi a substanțelor minerale utile, care datorită avantajelor economice, comparativ cu exploatarea în subteran, s-au extins în ultimul secol.

Cariera este locul unde se exploatează substanțe minerale utile, în sistem suprateran sau la zi (Josan, 2014). Extragerea materialelor se poate realiza manual, cu utilaje specializate sau prin detonări. Deschiderea unei cariere se poate face prin dezvelire, prin tranşee drepte, pe planuri înclinate etc. (Lupei, 1968). După cum se observă în fig. 6. 229, carierele sunt de mai multe tipuri.

În carieră exploatarea materialelor se face sub formă de trepte, alcătuite din două elemente: berma şi taluzul. Berma reprezintă partea orizontală a treptei care asigură extragerea substanțelor minerale utile şi apoi transportul lor. Taluzul este interpus între berme, iar înălțimea şi înclinarea sa depind de caracteristicile rocilor (coeziune, porozitate, permeabilitate, masivitate etc.) şi de tipul utilajelor folosite (Josan, 2014).

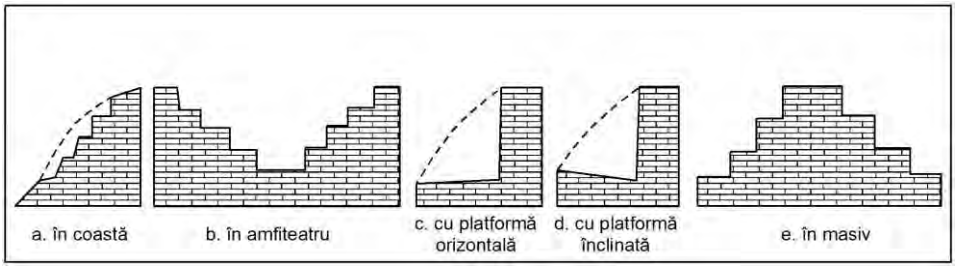


Fig. 6. 229. Tipuri de cariere (Stamatiu și Ușer, 1952, citat de Josan, 2014, p. 198)

Balastierele sunt localizate de obicei în albiile sau în luncile râurilor și reprezintă locul de extragerea a balastului. Pe lângă forma de relief rezultată, exploatarea balastului din albiile râurilor prin intermediul balastierelor are și alte conotații geomorfologice, și anume: dispariția unor microforme de relief (meandre părăsite și brațe moarte), crearea de lacuri și gropi după abandonarea lor, coborârea patului albiei minore, care la rândul ei are o serie de consecințe (eroziunea accelerată la maluri, afectarea stabilității unor poduri sau diguri etc.) (Josan, 2014).

Debleele sunt excavații sub nivelul terenului, folosite pentru executarea platformei unui drum sau cale ferată, precum și pentru realizarea unui canal deschis.

Canalele de navigație sunt albii artificiale care legă între ele două mări, două fluvii, un râu și un lac, care servesc navigației sau realizării de construcții hidrotehnice (Josan, 2014). În orașele din vecinătatea mărilor sau situate sub nivelul mării, așa cum este în nordul Olandei sau la Veneția, canalele înlocuiesc străzile. Așa cum se observă în fig. 6. 230, canalele de navigație au mai multe elemente.

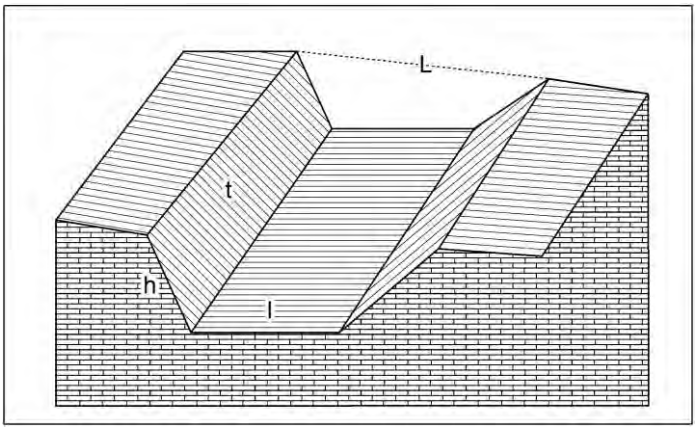


Fig. 6. 230. Elementele unui canal: L – lățimea la terasament, l – lățimea la radier, h – adâncimea, t – taluz (Josan, 2014, p. 203)

Ele sunt printre cele mai reprezentative forme de relief, rezultate în urma excavărilor liniare realizate de către om. Volumele de material dislocat și relocat este de

obicei de ordinul sutelor de milioane de m^3. De exemplu, pentru construirea Canalului Dunăre – Marea Neagră au fost dislocați 300.800.000 m^3 de sol și rocă (Josan, 2014).

Canalele de irigație sunt elemente componente ale sistemelor de irigație, care au drept scop completarea deficitului de umiditate (Josan, 2014). De obicei ele au formă trapezoidală. Pentru diminuarea pierderilor de apă, taluzurile și radierul canalelor de irigație sunt căptușite cu îmbrăcăminte de beton, cu dale sau cu membrane impermeabilizate.

Canalele de desecare servesc la eliminarea surplusului de apă de pe terenurile cu exces de umiditate. Sub aspectul formei se asemănă cu cele de irigație. Alături de funcția de transport ele au și rolul de a coborî nivelul freatic.

6.7.2.2. Forme de relief generate de depunere

Aterisamentele reprezintă acumulări de materiale – pietriș, nisip, mâl – în spatele unor lucrări hidrotehnice transversale, după colmatarea completă a biefului amonte (Josan, 2014). Morfologic vorbind ele sunt suprafețe cvasiorizontale, pe care cu timpul se poate instala vegetație sau pot fi folosite ca terenuri agricole.

Tumulii sunt forme de relief, de dimensiuni reduse, cu aspect conic sau piramidal (Josan, 2014). Ei sunt printre cele mai vechi forme de relief edificate antropic. La realizarea lor se folosește piatră brută, piatră finisată, piatră amestecată cu pământ. Ei sunt dispuși izolat sau de-a lungul unor aliniamente marcând poziția unor morminte sau puncte astronomice.

Valurile de pământ au fost realizate cu scopul apărării unui teritoriu sau așezări de tip cetate. Ele sunt construite din pământ, în unele cazuri amestecat cu piatră sau consolidate cu trunchiuri de copaci (Josan, 2014).

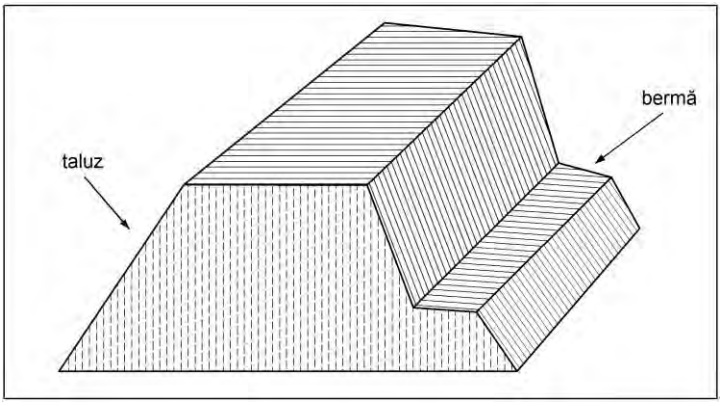


Fig. 6. 231. Rambleu (Josan, 2014, p. 176)

Rambleele sunt umpluturi de pământ făcute pentru ridicarea terenului la nivelul necesar realizării unei construcții (Josan, 2014). Un caz aparte îl reprezintă rambleele

regulate mărginite de taluzuri consolidate, care însoțesc căile de comunicații (fig., 6. 231). La realizarea lor sunt necesare cantități importante de materiale (pământ, piatră, nisip, argilă etc.) care provin din gropi de împrumut, din debleeri sau din cariere. Când sunt realizate pe suprafețe cvasiorizontale au taluzurile simetrice, în timp ce pe terenuri înclinate taluzul din aval este mai lung, iar cel din amonte mai scurt.

Digurile sunt construcții hidrotehnice dispuse paralel cu malurile unui râu sau al mării, având drept scop împiedicarea pătrunderii apei pe terenul din spatele său (Josan, 2014). Sub aspect morfologic ele sunt ramblee realizate din pământ compactat (Orlescu, 2001). Conform autorului citat, principalele elemente care intră în alcătuirea unui dig sunt (fig. 6. 232):

- ***ampriza*** – suprafața de contact dintre corpul digului și terenul de fundație;

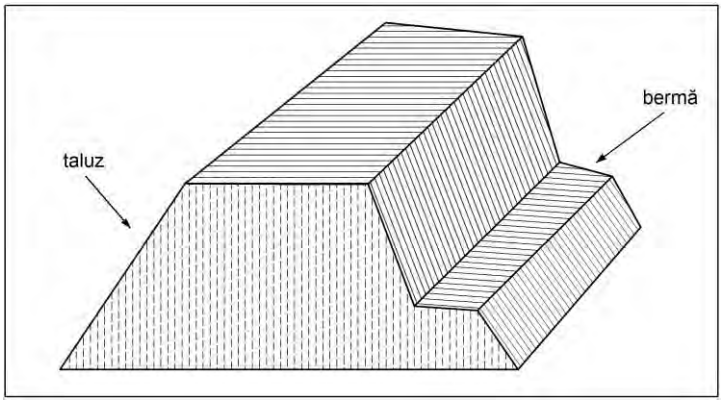


Fig. 6. 232. Elementele unui dig (Josan, 2014, p. 177)

- ***corpul digului*** – alcătuit din materiale specifice;
- ***taluzul*** – cel care mărginește digul de o parte și de alta, are o declivitate a cărui valoare depinde de înălțimea digului, proprietățile materialelor care îl alcătuiesc și gradul de compactare;
- ***coronamentul*** sau platforma superioară – are o lățime care este în funcție de dimensiunile digului și de modul cum este folosită (de exemplu pentru circulația rutieră, feroviară etc.);
- ***berma*** sau bancheta are rolul de a mării stabilitatea digului.

Haldele de steril sunt forme de relief rezultate din depozitarea sterilului și a deșeurilor inutilizabile, provenite din lucrări de minerit, de la prepararea minereurilor, precum și de la uzinele metalurgice (Josan, 2014). Haldele se pot forma și prin depozitarea unor materiale solide cu structură heterogenă (sol, fragmente de rocă), granulometrie diversă și proprietăți fizice variate; haldele mai pot fi și expresia în relief a unui iaz de decantare sau rampă de deșeuri închise.

Iazurile de decantare reprezintă construcții hidrotehnice, în care apa, încărcată cu sterilul de la stația de flotare a minereurilor, este condusă prin conducte (Josan, 2014).

Ele se asemănă cu lacurile artificiale, doar că apa limpezită este recirculată sau este eliminată în exterior. Depunerea materialelor solide din apă într-un mediu acvatic este caracteristica esențială a iazurilor de decantare și cea care le distinge de haldele de steril (Florea, 1996). După autorul citat, părțile componente ale unui iaz de decantare sunt (fig. 6. 233):

- ***patul iazului*** se compune din patul impermeabil (alcătuit din argile și marne) și patul drenant, format din material grosier (pietriș), cel care permite drenarea apei din iaz; patul drenant lipsește la iazurile în care sunt decantate substanțe toxice;

- ***digul de amorsare*** sau barajul este cel în spatele căruia se deversează apa încărcată cu material solid;

- ***digurile de contur*** delimitează spațiul în care se depun materialele transportate în suspensie;

- ***digurile de înălțare*** sunt specifice iazurilor de versant și celor de pe suprafețe cvasiorizontale;

- ***taluzul exterior*** al barajului și al digurilor;

- ***berma*** este planul orizontal localizat între două părți succesive de înălțare a unui dig; ea are rolul de a sporii stabilitatea taluzului, prin diminuarea producerii procesului de scurgere a apei provenite din precipitații;

- ***coronamentul*** este partea superioară a barajului sau a digului;

- ***plaja*** reprezintă uscatul dintre coronament și apa din iaz; ea este alcătuită din sterilul sedimentat din apa iazului și are o pantă care înclină spre oglinda apei; pe măsură ce iazul se dezvoltă, o parte din materialul ce alcătuiește plaja este utilizat la înălțarea digurilor.

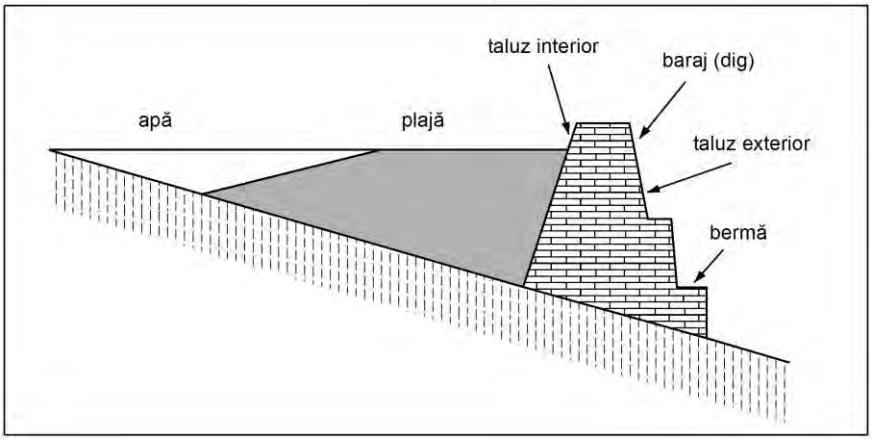


Fig. 6. 233. Secțiune printr-un iaz de decantare (Josan, 2014, p. 184)

Batalurile sunt asemănătoare cu iazurile, doar că în ele se depun reziduurile petroliere rezultate din forare sau din prelucrarea țițeiului (Josan, 2014).

Depozitele de deșeuri se asemănă morfologic cu haldele de steril. După cum se observă în fig. 6. 234, în funcție de configurația terenului ele sunt de mai multe tipuri. Părțile componente ale unui depozit de deșeuri sunt (Josan, 2014):

- ***radierul*** este compus din taluzuri și are rolul de a asigura stabilitatea întregii construcții și împiedicarea infiltrării soluțiilor din depozit în rocile din jur;
- ***corpul depozitului*** este alcătuit din materialele depuse;
- ***acoperișul*** are pe de o parte rolul de a oprii infiltrarea apelor provenite din precipitații, în corpul depozitului, iar pe de alta de a stopa emanarea gazelor din depozit, în atmosferă; pentru o mai bună stabilitate el se execută în trepte (taluzuri și berme);
- ***digurile*** de compartimentare au funcția de izolare și de sporire suplimentară a stabilității depozitului.

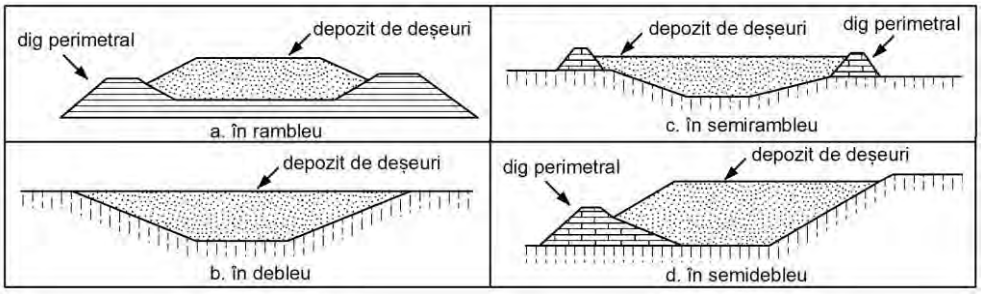


Fig. 6. 234. Tipuri de depozite de deșeuri (Orlescu, 2001, citat de Josan, 2014, p. 188)

Insulele artificiale sunt cele mai mari forme de relief realizate de om prin acumulare. Se apreciază că există peste 300 de insule artificiale la nivelul Terrei, la care se adaugă numeroase proiecte în derulare (Josan, 2014). Ele sunt construite în apropierea țărmurilor joase, unde platforma continentală se află la adâncime redusă, amplitudinea mareelor este scăzută, iar acțiunea valurilor nu este distructivă.

În faza inițială a construirii unei insule artificiale în mare sunt depuse cantități impresionante de nisip, pentru a se realiza baza unei astfel de structuri; ulterior în jurul noilor edificii se dispun blocuri mari de rocă care să le protejeze de abraziunea marină (Josan, 2014). Autorul citat menționează că, pentru construirea celei mai mari insule artificiale de pe Terra – Palm Jumeirah – sau folosit 94 mil. m^3 de nisip și 7 mil. t de rocă dură.

Insulele artificiale sunt folosite în scopuri turistice, pentru extinderea suprafețelor de locuit, pentru porturi și aeroporturi (Aeroportul Kansai este situat pe o insulă artificială din Golful Osaka).

6.7.2.3. Forme de relief generate de nivelare

Terasamentele reprezintă forme de relief antropic rezultate în urma nivelării terenului. Ele servesc ca bază pentru diverse construcții civile, industriale, militare etc. Modificarea reliefului preexistent are loc prin săparea și transportul pământului din părțile mai înalte ale terenului și umplerea formelor negative (Josan, 2014). Conform autorului citat, terenul pe care se execută terasamentele este considerat teren de fundare, iar materialele folosite sunt reprezentate de pământ, nisip, pietriș etc. Terasamentele servesc foarte mult la realizarea de drumuri, căi ferate și aeroporturi.

Diversitatea formelor de relief antropice se explică și prin faptul că în demersul de organizare și amenajare a teritoriului, primul component al mediului asupra căruia se intervine este relieful preexistent.

Chiar dacă pare paradoxal, modelarea antropică a reliefului reprezintă o necesitate de bază pentru societate, cu toate că uneori este în detrimentul ei. Cu toate că aceste formele de relief sunt create de om, ele evoluează supunându-se aceloraşi legi naturale obiective, astfel încât cu cât omul va acționa în concordanță cu ele, cu atât pericolul producerii dezechilibrelor descreşte (Mac, 1980). Autorul citat notează în continuare că, neglijarea raporturilor și armoniilor naturale, dimpotrivă, conduce la puternice dezechilibre, de factură antropică, cu efecte negative pentru societate.

Se poate concluziona că, omul a devenit un agent important în modelarea scoarței terestre. Aportul lui în acest sens a crescut pe măsura schimbărilor care au avut loc în evoluția societății. S-a trecut astfel de la intervenții modeste, din timpul când omul era mai degrabă vânător și culegător, la intervenții radicale asupra reliefului, pe măsură ce acesta a devenit războinic, agricultor și industriaș. În același timp, conștientizând cele întâmplate la adresa reliefului, pentru limitarea lor, omul a devenit cercetător, propunând soluții sub forma prevenirii și combaterii proceselor geomorfologice antropice sau induse antropic.

Concluzii. La finalul acestui vast capitol, destinat prezentării reliefului generat de factorii externi, se poate concluziona că deși se consideră că marile compartimente arhitectonice ale suprafeței Pământului sunt rezultatul intervenției proceselor endogene, totuși nu trebuie uitat că efectul esențial în morfogeneză provine dinspre atmosferă și hidrosferă (Mac, 1996), la care se adaugă intervenția antropică.

CAPITOLUL 7
HAZARDURI ŞI FENOMENE GEOMORFOLOGICE DE RISC

7.1. HAZARDURILE GEOMORFOLOGICE

Procesele geomorfologice definite ca forme concrete de manifestare a agenţilor modelatori, determină schimbări fizice şi chimice, care au ca efect modificarea substratului, acţiune care stă la baza genezei formelor de relief.

În majoritatea cazurilor dinamica substratului are efecte asupra celorlalte componente ale mediului, dintre acestea remarcându-se componenta antropică, care este afectată în mod specific.

Procesele şi fenomenele geomorfologice, care prezintă riscuri pentru componenta antropică, sunt acelea care depăşesc capacitatea acesteia de răspuns, prin absorbţie şi prelucrare, la descărcările energetice care de obicei le însoţesc. Conform lui White (1974, citat de Armaş et al., 2003) în grupa proceselor şi fenomenelor naturale extreme poate intra orice eveniment sau îmbinare de evenimente care prezintă o variaţie de moment (o aversă) sau de durată (eroziunea accelerată, deşertificarea) relativ mare faţă de valorile obişnuite.

Sub aspect temporal manifestarea proceselor geomorfologice poate avea loc fie brusc (alunecări de teren, curgeri noroioase, surpări, prăbuşiri etc.), fie într-o perioadă mai îndelungată (eroziunea solului şi a substratului); indiferent de durata de manifestare efectele se dovedesc dăunătoare, uneori chiar catastrofale (Goţiu şi Surdeanu, 2008).

Formele de relief prezintă stări geomorfologice intrinseci, caracterizate de o serie de parametrii, ce concură la individualizarea lor sub aspect litologic, structural, evolutiv etc. Schimbările care intervin impun existenţa unei noi stări, cunoscută sub denumirea de stare momentană extremă, apărută ca urmare a manifestării unui hazard (Goţiu şi Surdeanu, 2008).

Cunoaşterea proceselor geomorfologice extreme a necesitat elaborarea unei terminologii şi metodologii adecvate. Acestea au fost fundamentate la începutul deceniului nouă al secolului XX, prin punerea în comun a ideilor diferiţilor specialişti din diverse organizaţii academice şi politice. Dintre noţiunile frecvent citate, în legătură cu fenomenele extreme, s-au consacrat îndeosebi cele de **hazard**, **fenomen extrem**, **risc**, **dezastru**, catastrofă, s.a., la care au fost adăugate o serie de noţiuni conexe: senzitivitate, stabilitate, rezilienţă, fragilitate, **vulnerabilitate**, incertitudine, tranzienţa, stress, sensibilitate (Mac şi Petrea, 2002).

Hazardul este definit *„ca fiind sursa unui eveniment extrem cu descărcare energetică într-un moment și într-o amploare greu de prevăzut. Evenimentul a cărui semnificație majoră este aceea de a întrerupe o tendință de evoluție liniară, însumează deci hazardul și fenomenul (extrem) care decurge din el. El implică și noțiunea de percepere și recunoaștere în raport cu un sistem de referință, iar de aici va deriva posibilitatea asumării și actualizării riscului, care de fapt consfințește calitatea esențială a evenimentului, aceea de purtător de diferențe."* (Mac și Petrea, 2002, p. 15).

Tot în acest context trebuie lămurită diferența care există între termenii de proces geomorfologic și hazard geomorfologic. Chiar dacă s-a încercat considerarea hazardului ca formă de interacțiune dintre natură și om (concepția programului IDNDR), o astfel de abordare este destul de îngustă și limitată. Aceasta ar însemna că în lipsa componentei antropice, să nu vorbim de hazard, ci doar de fenomene naturale. Dar în condițiile actuale, când omul are tendința să antropizeze și să devină „proprietar" pe întreaga suprafață a Terrei, procesele considerate odinioară exclusiv naturale și cu efecte asupra naturii, își transmit efectele într-o manieră discretă asupra factorului antropic (Mac și Petrea, 2002). Tocmai de aceea autorii citați, în pofida consacrării termenului de hazard, propun utilizarea noțiunii de **fenomen extrem**, cu indicarea naturii sale (geomorfologic, geologic, hidrologic etc.), cu atât mai mult cu cât acesta sugerează existența unui potențial distructiv. De asemenea, noțiunea de hazard are un înalt grad de abstractizare, fapt care o face relativ inexpresivă pentru desemnarea proceselor și fenomenelor geomorfologice, prin excelență concrete (Mac și Petrea, 2002).

Autorii citați subliniază în continuare că *„hazardul semnifică conjunctura cauzală și consecințele spațio-temporale ale manifestării fenomenului și nu fenomenul în sine. Hazardul reprezintă cronotopul neprevizibil dar necesar al unei rețele cauzale susceptibil să genereze descărcările energetice neliniare care obiectivează un fenomen extrem. Hazardul este structura ontică a momentului în care fenomenul se desprinde ca manifestare reală. Hazardul este matricea cauzală din care decurge fenomenul. Hazardul este spontaneitatea proceselor evolutive, iar fenomenul materializarea acestora"* (Mac și Petrea, 2002, p. 16). Termenul provine de la cuvântul arab az-zahr = joc de zaruri.

Asumarea unui fenomen geomorfologic extrem face posibilă prezența unei stări de risc, iar relația dintre hazard fenomen extrem și risc generează evenimentul considerat elementul de cotitură în evoluție a componentelor mediului. Cu precizarea că nu întotdeauna hazardurile și fenomenele geomorfologice produc evenimente. În funcție de condițiile locale, undele de instabilitate de la nivelul substratului sunt asimilate (de pildă, o alunecare de teren, nu modifică întotdeauna versantul pe care s-a produs).

Legat de atributul extrem, alăturat termenului fenomen, el va trebui relaționat cu depășirea unei limite de referință, mai încolo de care sunt presupuse

prejudicii aduse componentei antropice (Mac şi Petrea, 2002). Un fenomen natural este inclus în categoria hazardurilor, doar dacă manifestarea lui afectează o comunitate umană. De exemplu, dacă o avalanşă se produce în Antarctica, ea poate fi considerată, în lipsa omului, numai un fenomen geomorfologic; în schimb dacă ea se produce în Munţii Alpi, unde afectează cabane şi căi de comunicaţie, consemnăm prezenţa unui hazard geomorfologic (Bălteanu şi Alexe, 2000). În funcţie de manifestarea acestui hazard şi de vulnerabilitatea comunităţii antropice, se poate ajunge la pagube materiale semnificative şi la victime, ceea ce înseamnă că avem de-a face cu un fenomen geomorfologic de risc.

De asemenea, trebuie menţionat că unele hazarduri naturale sunt determinate şi influenţate de către componenta antropică, prin modul său de acţiune asupra celorlalte componente ale mediului (litosfera, geomorfosferei, pedosferei, atmosferei, hidrosferei), care sunt răspunzătoare de geneza proceselor geomorfologice.

Scheidegger (1994, citat de Armaş et al., 2003) defineşte hazardul natural ca fiind probabilitatea de schimbare a unei stări sau a unei condiţii într-un sistem. Majoritatea definiţiilor referitoare la hazard natural (White, 1974; Varnes, 1984; Einstein, 1988; Starosolszky şi Melder, 1989; Zăvoianu şi Dragomirescu, 1994; Horlick-Jones, 1995; Dikau şi Jager, 1995 etc., citaţi de Armaş et al., 2003) îl definesc pe acesta ca *„posibilitatea apariţiei unui fenomen potenţial devastator într-o anumită perioadă şi pe un anumit areal”* (Armaş et al., 2003, p. 14).

La rândul său, **dezastrul** este *„apreciat ca fiind materializarea unei conjuncturi de risc, prin manifestarea hazardului la interfaţa natură – societate.”* (Mac şi Petrea, 2002, p. 19). Criteriile după care sunt categorisite fenomenele extreme sunt variate. Cele mai luate în considerare sunt cel al numărului de victime, suprafaţa afectată, pierderi financiare etc. Deoarece termenul dezastru este unul cât se poate de generic, care nu furnizează informaţii pentru diferenţierea efectelor produse a fost necesară diversificarea terminologiei referitoare la consecinţele acestora. Se utilizează în acest sens următorii termeni (Petrea şi Mac, 2002): accident, sinistru (dezastru) şi catastrofă.

Doar în aceste condiţii dezastrul poate ajunge să fie sinonim cu o catastrofă, fiind definit *„ca o gravă întrerupere a funcţionării societăţii, care cauzează pierderi umane, materiale şi de mediu, pe care societatea afectată nu le poate depăşii cu resurse proprii”* (Dicţionarul IDNDR, 1992, citat de Rădoane şi Rădoane, 2007b, p. 20).

Pe de o parte dezastrul reprezintă expresia gradului de vulnerabilitate al comunităţii afectate de un hazard natural, iar pe de alta capacitatea insuficientă a măsurilor de adaptare la risc (O'Keefe et al., 1976; IDNDR, 1992; Alexander, 1993; Tobin şi Montz, 1997, citaţi de Armaş, 2006). Sub aspect geomorfologic orice teritoriu conţine o anumită vulnerabilitate potenţială. Aceasta din urmă este în funcţie de capacitatea elementelor de a reacţiona la schimbarea condiţiilor de mediu, fiind în acelaşi timp condiţionată de relaţia dintre senzitivitate şi adaptare (Armaş,

2006). Aşadar, hazardul geomorfologic este caracterizat de localizare teritorială, intensitate, magnitudine, probabilitate şi frecvenţă.

Hazardurile naturale, din categoria cărora fac parte şi cele geomorfologice, sunt strâns legate de fenomenele naturale, care au loc în mediu. Calitatea de hazard nu este dată de producerea de pagube, ci de probabilitatea apariţiei acestora; aceasta ar putea fi caracteristica care deosebeşte fenomenul natural extrem de hazard (Coppock, 1995, citat de Goţiu şi Surdeanu, 2007).

Hazardurile geomorfologice sunt localizate la nivelul suprafeţei terestre, declanşarea lor fiind condiţionată de caracteristicile geomorfologice ale substratului, cu toate că factorul declanşator poate fi de altă natură, de obicei meteorologică sau antropică (Goţiu şi Surdeanu, 2007). Ele pot fi definite ca schimbări naturale sau condiţionări antropice ale formelor de relief, care afectează sistemele umane (Schumm, 1988, citat de Rădoane şi Rădoane, 2007b). Anterior ele au fost caracterizate de Gares et. al. (1994, citat de Armaş, 2006) ca fiind o ameninţare sau o succesiune de ameninţări asupra comunităţilor umane, ce rezultă din trăsăturile de instabilitate ale suprafeţei terestre, chiar şi în situaţia în care aceste ameninţări sunt de altă natură (geologică – cutremure, erupţii vulcanice -, maritimă, climatică, antropică etc.). Ameninţările rezultă aşadar din răspunsul proceselor geomorfologice, chiar dacă ele îşi au originea la mare distanţă de forma de relief pe care o afectează. Această definiţie exclude cutremurele, dar nu şi răspunsul formelor de relief (prăbuşiri, surpări, alunecări de teren etc.) la acestea (Rădoane şi Rădoane, 2007b). La fel, creşterea nivelului mării, tsunami, inundaţiile, furtunile nu reprezintă hazarduri geomorfologice, ele fiind hazarduri climatice sau hidrologice, în schimb, accelerarea abraziunii, eroziunea fluvială laterală, colmatarea albiilor etc., sunt hazarduri geomorfologice (Rădoane şi Rădoane, 2007b).

Hazardul geomorfologic este o categorie fenomenologică, referitoare la procese geomorfologice, la acţiunile acestora (eroziune, transport, acumulare) şi la însuşirile lor; cele din urmă au o serie de necunoscute, legate de momentele şi locul apariţiei, circumstanţele de manifestare, şi efectele pe care le generează.

Hazardurile geomorfologice se caracterizează printr-o serie de atribute care le determină dimensiunea spaţio-temporală şi energetică (Goţiu şi Surdeanu, 2007): magnitudinea (depăşirea unui prag de acceptabilitate sau a unei limite valorice, dincolo de care pot apărea prejudicii aduse comunităţilor umane, conduce la apariţia fenomenelor extreme), frecvenţa (reprezintă gradul de repetitivitate al unui fenomen de o magnitudine dată), viteza de manifestare (se referă la intervalul dintre primul moment al manifestării unui hazard şi momentul său maxim) şi temporalitatea (înşiruirea evenimentelor pe o linie continuă de la cele aleatoare la cele periodice).

Caracteristicile definitorii ale hazardurilor geomorfologice sunt timpul variat de manifestare şi dispersia mare în spaţiu; unele dintre ele au o intensitate

maximă în timp scurt (alunecările de teren, curgerile noroioase), pe când altele se produc în timp îndelungat (eroziunea solului şi a substratului).

Cele mai frecvente hazarduri geomorfologice sunt următoarele: alunecările de teren, curgerile noroioase, surpările, prăbuşirile, tasările, eroziunea fluvială, eroziunea solului, colmatarea terenurilor cu aluviuni fluviale, laharele, abraziunea marină, eroziunea şi acumularea glaciară, dezgheţul permafrostului, avalanşele, furtunile de nisip etc.

În acest context, o atenţie deosebită trebuie acordată eroziunii solului, considerată ca hazard geomorfologic. Comparativ cu alte hazarduri, manifestarea ei nu determină o pierdere directă de vieţi omeneşti, dar are efecte negative pe termen mediu şi lung, prin reducerea producţiei de hrană, prin valoare suprafeţelor afectate la nivel mondial, cât şi prin costurile mari pentru remedierea degradării solului (Rădoane şi Rădoane, 2007b). Dezastrul se produce astfel, după o desfăşurare îndelungată a procesului de eroziune.

Existenţa unei suite de hazarduri geomorfologice, demonstrează că relieful reacţionează în anumite locuri şi condiţii, destul de repede faţă de schimbările care au loc în mediu (Zotic, 2005). Aceasta denotă potenţialul distrugător ridicat, având de multe ori consecinţe dramatice, care depăşesc posibilităţile intervenţiilor tehnico-economice (Armaş, 2006).

Imposibilitatea determinării manifestării în timp şi spaţiu a fluctuaţiilor specifice proceselor geomorfologice, determină ca acestea să fie incluse în categoria hazardurilor. Este adevărat că fiecare proces geomorfologic poate fi aleatoriu, dar asta nu înseamnă că el reprezintă inevitabil un eveniment de risc. În aceste condiţii *„hazardul devine risc în măsura în care afectează interesele unei comunităţi umane, care este vulnerabilă la acel hazard”* (Armaş et al., 2003, p. 15).

7.2. VULNERABILITATEA LA HAZARDURI GEOMORFOLOGICE

Vulnerabilitatea rezultă din recunoaşterea faptului că fiecare component al mediului are susceptibilitate diferită de a înregistra daune specifice, conforme cu riscul asumat (Mac şi Petrea, 2002). Implicând asumarea riscului, vulnerabilitatea este o noţiune centrată îndeosebi pe susceptibilitatea comunităţilor umane de a suferii pagube. Înseamnă că, susceptibilitatea la pierderi se află în corelaţie cu gradul de pregătire a comunităţii afectate de către fenomene extreme. Răspunsul global la acest grad de pregătire fiind tocmai vulnerabilitatea. Mărimea vulnerabilităţii depinde de mai mulţi factori: caracteristicile mediului, atributele demografice, relaţiile sociale, economice şi politice, performanţa instituţională, nivelul de dezvoltare tehnologică, precum şi de politicile decizionale adoptate în gestiunea riscurilor (Mac şi Petrea, 2002).

De asemenea, vulnerabilitatea este legată de rezistența la schimbare și de capacitatea de a se adapta la noi stări și condiții de mediu, în conformitate cu expunerea la transformările globale și locale (Armaș et al., 2003).

În contextul de față, vulnerabilitatea este o caracteristică internă a unei comunități, care este prezentă chiar și atunci când nu se manifestă nici un eveniment periculos (Goțiu și Surdeanu, 2008). Ea este o trăsătură dinamică și permanentă care este evidențiată odată cu producerea respectivului eveniment, până la un grad care depinde de magnitudinea acestuia (Thywissen, 2006, citat de Goțiu și Surdeanu, 2008). Înseamnă că vulnerabilitatea poate fi măsurată retrospectiv și indirect, iar dimensiunea sa este dată de pagubele produse.

Vulnerabilitatea se poate exprima și ca o funcție a riscului, gradului de expunere și capacităților de adaptare (Armaș et al., 2003):

$$V = f(R,E,C),$$

unde: R - reprezintă riscul, respectiv probabilitatea apariției unui hazard; E - indică mărimea arealului și/sau numărul populației supuse riscului; C - capacitatea de utilizare a resurselor locale pentru a contracara efectele unui eveniment de risc.

Vulnerabilitatea evidențiază cât de mult este expusă comunitatea antropică și rezultatul activităților sale, în fața diverselor hazarduri, indicând nivelul pagubelor care pot fi produse de manifestarea unui fenomen; exprimarea valorilor ei se face pe o scară cuprinsă între 0 și 1, cifra 1 însemnând distrugerea totală a bunurilor și pierderea vieții tuturor oamenilor din arealul afectat (Bălteanu și Alexe, 2000). După dicționarul IDNR (1992, citat de Grecu, 2004) gradul de pierderi poate fi exprimat și în procente (de la 0% la 100%).

Cu alte cuvinte, vulnerabilitatea unei comunități se află în strânsă legătură cu rezistența la schimbare, pe fondul manifestării unui fenomen geomorfologic extrem. Cu cât o comunitate antropică este mai săracă în resurse și cu un grad de echipare și pregătire scăzut, cu atât vulnerabilitatea ei crește, iar reziliența (capacitatea de refacere) scade; eficiența adaptării la stările de risc ridică nivelul de reziliență al comunităților cu potențial de a fi afectate (Armaș et al., 2003).

Creșterea vulnerabilității componentei antropice, în fața manifestării hazardurilor geomorfologice, a sporit pe măsură ce au fost utilizate terenuri din ce în ce mai susceptibile, la diverse procese geomorfologice. Alternativa la o astfel de situație o poate constitui dezvoltarea unor acțiuni și activități, care să permită adaptarea comunităților la stările nefavorabile de la interfața relief-societate.

Cele menționate denotă că vulnerabilitatea se schimbă în permanență în timp și este deseori influențată de manifestarea evenimentului. Un eveniment major determină creșterea considerabilă a vulnerabilității, pe când unul minor are efecte

benefice, prin aceea că sporește gradul de conştientizare al populației referitor la riscurile implicate (Goțiu şi Surdeanu, 2008).

Elementele supuse riscului. În arealele cu diferite grade de vulnerabilitate, cele mai importante elemente sunt cele supuse riscului, denumite şi elemente la risc.

Ele sunt reprezentate de către acele obiective sau comunități umane, care prezintă un anumit grad de risc în situația manifestării unui hazard. Expunerea acestora la risc este diferită în funcție de caracteristicile lor spațiale şi temporale (distanțe, activități, comportamente ş.a.), fapt care denotă grade diferite de vulnerabilitate (Goțiu şi Surdeanu, 2008). În categoria elementelor vulnerabile se încadrează următoarele (Alexander, 2005, citat de Goțiu şi Surdeanu, 2007): persoane, bunuri (şosele, căi ferate, poduri, linii de tensiune, de telefonie, conducte, case, clădiri publice, comerciale, monumente), activități (industriale, agricole etc.).

Înseamnă că în lipsa componentei antropice *„nu ar exista risc ci doar hazard, indiferent de dimensiunile şi consecințele fenomenelor extreme asupra spațiului natural”* (Armaş, 2006, p. 19).

Elementele la risc se pot grupa în două mari categorii (Goțiu şi Surdeanu, 2008): primare şi secundare. Elementele primare, denumite şi structurale, sunt cele expuse în mod direct manifestării unui eveniment extrem, suferind pagube structurale a căror valoare este în funcție de magnitudinea hazardului; în cadrul lor se remarcă populația, clădirile, infrastructura, terenurile agricole, animalele deținute de oameni, utilitățile. În categoria elementelor secundare (nestructurale) se includ totalitatea activităților şi acțiunilor care suferă modificări indirecte în timpul manifestării unui hazard; din această categorie se remarcă activitățile economice, culturale şi educaționale, serviciile publice ş.a.

Vulnerabilitatea elementelor menționate variază în funcție de mai mulți factori, care determină un anumit tip de răspuns din partea societății (Goțiu şi Surdeanu, 2007). Sursa citată menționează că, factorii respectivi sunt în special de natură demografică (densitatea populației, procentul populației feminine, al copiilor, al bătrânilor), economică (infrastructura şi serviciile – accesul la avertizare reprezentat prin numărul de abonamente la ziare, radio şi TV) şi socială (serviciile de asistența medicală, accesul la apă potabilă etc.).

Expunerea elementelor la risc se diferențiază în funcție de anumiți parametrii spațiali şi temporali (distanța, activități zilnice, obiceiuri sezoniere etc.), fapt ce implică grade diferite de vulnerabilitate (Goțiu şi Surdeanu, 2007).

Elementele la risc oferă informații despre gradul de vulnerabilitate a unei societăți, față de un potențial fenomen de risc *„care poate fi evidențiat ca o pondere a pierderilor din evenimente trecute, de același gen”* (Armaş et al., 2003, p. 16).

Sub aspect social se ia în discuție riscul acceptabil de către comunitatea afectată, cu un nivel al pierderilor ca fiind tolerabil de către autorități.

În unele situații, manifestarea fenomenelor geomorfologice de risc presupune victime omenești și pagube materiale, fapt care face necesară calcularea unui risc mediu anual, ca produs între frecvența și mărimea dezastrelor (Armaș et al., 2003):

Risc mediu anual (morți/eveniment) = frecvență (dezastre/an) • magnitudine (morți/eveniment)

La rândul lor, pagubele materiale pot fi evaluate prin intermediul indicelui individual al pierderilor (I_{ip}), ca raport între pierderi și venit anual, în procente (Armaș et al., 2003):

$$I_{ip} = \frac{\text{pierderi (USD)}}{\text{venit anual}} \cdot 100$$

Investițiile care se fac în diverse teritorii (comune, județe, state, bazine hidrografice ș.a.) pentru scăderea riscului au ca scop asigurarea unui risc minim acceptabil (Grecu, 2004). O asemenea de strategie de supraveghere a riscului constă în alegerea nivelului de risc acceptabil, care să aibă efecte minime, iar la baza ei se află atât harta expunerii la risc, cât și corelația acesteia cu numărul și densitatea locuitorilor și cu utilizarea terenurilor (Grecu, 2004).

Multitudinea de situații în care omul nu a putut face față manifestării unor hazarduri geomorfologice, dovedește că relieful Terrei a fost evaluat mai mult static, ca o suprafața asupra căreia se poate acționa fără riscuri (Mac, 1996). De exemplu, numeroase construcții portuare amplasate inițial la țărmul mării au rămas cu timpul în domeniul uscatului terestru, sau dimpotrivă, au ajuns să fie distruse de apele mărilor; multe poduri de șosele și căi ferate au fost abandonate, în situația în care apele peste care făceau legătura le-au ocolit; multe lacuri de retenție au fost rapid colmatate, pierzând din funcțiile inițiale; unele așezări omenești s-au strămutat în urma declanșării alunecărilor și prăbușirilor de teren sau în urma revărsării curenților de lavă, care au pietrificat totul în calea lor (Mac, 1996).

7.3. FENOMENE GEOMORFOLOGICE DE RISC

Manifestarea hazardurilor geomorfologice în teritorii utilizate antropic, implică perceperea acestora de către om, fapt din care va rezulta posibilitatea asumării riscului.

Când un hazard geomorfologic amenință o comunitate umană, el devine fenomen geomorfologic de risc, al cărui consecințe trebuie apreciate calitativ și cantitativ prin estimarea daunelor posibile și probabile (Armaș, 2006). Înseamnă că riscul geomorfologic este strâns legat de prezența componentei antropice, lucru

care presupune, pe fondul manifestării unui hazard, şi pagube pentru comunităţile umane potenţial afectate.

Riscul este *„o categorie de stare desemnând conjunctura relaţională care rezultă ca urmare a asumării hazardului de către acei componenţi ai sistemului care posedă capacitate de percepere a evenimentelor”* (Mac, Petrea, 2002, p. 17). Termenul provine din limba franceză risque = risc.

Prin eveniment se înţelege acel fenomen, care prin manifestarea în timp şi spaţiu *„determină ruperea simetriei dintre înainte şi după”* (Mac şi Petrea, 2002, p. 17). După origine evenimentele pot fi proiectate, ca acţiuni intenţionate ale factorilor conştienţi sau pot fi spontane. Cele din urmă stau la baza *„caracterul neprevizibil al manifestării, conţin (se originează în) hazard. Acestea însumează hazardul şi fenomenul sau, altfel spus, cauzele şi circumstanţele manifestării, pe de o parte, respectiv materializarea manifestării, pe de altă parte”*. (Mac şi Petrea, 2002, p. 17).

În categoria evenimentelor care au loc în mediu se încadrează şi cele geomorfologice. Cu toate că ele au o localizare punctuală în spaţiu, modificările pe care le produc sunt ireversibile şi cauzează daune mari începând de la modificări locale ale mediului, pierderi de vieţi omeneşti şi până la degradarea unor elemente de patrimoniu cultural sau scoaterea din folosinţa agricolă a unor importante suprafeţe de teren (Goţiu şi Surdeanu, 2008).

Înseamnă că existenţa riscului ca atare este condiţionată doar de prezenţa unui vector de percepere, care determină reacţii de comportament din partea componentei antropice, în raport cu posibila prezentă a unui fenomen cu rol de eveniment.

Cu toate că se utilizează destul de frecvent expresia riscuri geomorfologice, trebuie subliniat că este vorba de o utilizare inadecvată deoarece *„formele de relief nu riscă nimic, întrucât chiar şi destructurarea lor face parte din logica evoluţiei naturale. Riscul în sine nu poate fi atribuit decât comunităţilor vii şi bunurilor acestora odată cu asumarea pericolului care derivă dintr-un fenomen extrem”* (Mac şi Petrea, 2002, p. 19). În conformitate cu cele menţionate **forma corectă este fenomen geomorfologic de risc**.

În această accepţie, în categoria fenomenelor geomorfologice generatoare de stări de risc, se încadrează aceleaşi fenomene geomorfologice, care au fost incluse şi în categoria hazardurilor geomorfologice: alunecările de teren, curgerile noroioase, surpările, prăbuşirile, tasările, eroziunea fluvială, eroziunea solului, colmatarea terenurilor cu aluviuni fluviale, laharele, abraziunea marină, eroziunea şi acumularea glaciară, dezgheţul permafrostului, avalanşele, furtunile de nisip etc.

Dintre acestea, fenomenele geomorfologice care prezintă riscuri pentru comunităţile antropice sunt acelea care depăşesc capacitatea lor de apărare; este vorba de fenomene geomorfologice extreme.

Înseamnă că riscul nu poate exista în afara relaţionării omului cu procese şi fenomene, pe care nu le poate controla, fapt care implică în acelaşi timp iniţiativa şi

capacitatea de alegerea a omului (Armaş et al., 2003). În conformitate cu cele precizate riscul poate fi exprimat ca *„produs între probabilitatea apariţiei unui eveniment cu un potenţial mare de lezare a intereselor unei comunităţi umane şi măsura consecinţelor care apar în urma producerii sale”* (Armaş et al., 2003, p. 15).

Riscul (R_{ei}) este aşadar o funcţie a hazardului şi a vulnerabilităţii, fiind definit ca probabilitatea de afectare a unui anumit element (e) din cadrul ansamblului, în urma producerii unui eveniment cu o intensitate mai mare decât (i) (Mejia-Navarro et. al., 1994, citat de Armaş et al., 2003).

$$R_{ei} = f\,(Hi, Ve)$$

unde: Hi - este hazardul înţeles ca probabilitate de apariţie într-o anumită perioadă a unui eveniment cu o intensitate mai mare decât i;
Ve - vulnerabilitatea, predispoziţia la risc, intrinsecă oricărui element (Cardona, 1988, citat de Armaş et al., 2003).

Riscul se poate exprima matematic ca rezultat al produsului dintre hazard, elemente la risc şi vulnerabilitate (Bălteanu şi Alexe, 2000):

$$R = H \cdot E \cdot V$$

unde: R - risc; H - hazard; E - elemente expuse la risc; V - vulnerabilitate.

Formula prezentată permite realizarea de calcule pentru evaluarea pagubelor produse de fenomenele de risc geomorfologic; riscul este în funcţie de mărimea hazardului (alunecare de teren, surpare, erupţie vulcanică ş.a.), de numărul de oameni, de valoarea bunurilor acestora şi de vulnerabilitatea lor (Bălteanu şi Alexe, 2000).

Reacţia componentei antropice la fenomene geomorfologice de risc, nu reprezintă altceva decât adaptarea la risc. Ea se realizează prin activităţi care au drept scop reducerea impactului negativ rezultat. Soluţiile găsite pentru rezolvarea problematicii respective, constituie modalităţile de adaptare a unei societăţi la risc (White, 1974, citat de Armaş et al., 2003).

Cele notate dovedesc că riscul poate fi evaluat ca o funcţie a probabilităţii producerii unei pagube, precum şi a consecinţelor probabile; el este înţeles ca măsură a mărimii unei ameninţări (Armaş, 2006).

Rezultatul analizelor de risc este util în procesul decizional, atunci când are loc luarea unor măsuri concrete, pentru limitarea şi diminuarea pagubelor. Cu alte cuvinte are loc **managementul riscului**. El constituie un proces integrat de identificare, evaluare şi control, care cuprinde analiza şi controlul riscului prin diminuarea efectelor (Armaş, et al., 2003).

Managementul riscului se referă la procesul subiectiv de decidere a măsurilor, ce trebuie întreprinse ca răspuns la un risc potențial. Gestionarea riscurilor este un proces subiectiv și calitativ de selectare și implementare în teritoriu, a măsurilor de diminuare a efectelor, pentru a obține un nivel acceptabil de risc la costuri suportabile (Jones et al., 2001, citat de Goțiu, Surdeanu, 2007).

Reducerea efectelor unui fenomen geomorfologic de risc viitor, presupune pe de o parte, luarea unor măsuri de prevenire și limitare a efectelor negative, iar pe de alta, întreprinderea unor activități de reducere a vulnerabilității componentei antropice. De exemplu, în demersul de limitare a efectelor negative, rezultate din manifestarea unui fenomen geomorfologic de risc, alegerea noilor amplasamente ale diverselor construcții, căi de comunicații etc., trebuie făcută pe considerentul că ele trebuie să dăinuie și pentru generațiile viitoare. Înseamnă că trebuie alese cele mai favorabile amplasamente, care să nu fie afectate de manifestările proceselor geomorfologice ulterioare.

Necesitatea unui management al riscului a rezultat din diverse considerente. De exemplu, pe măsură ce suprafața teritoriilor ocupate și modificate în diverse sensuri, de către componenta antropică, a crescut gradul în care aceasta din urmă a fost afectată de fenomene geomorfologice de risc a început să fie din ce în ce mai mare. Fenomenele geomorfologice determină în fiecare an numeroase pierderi de vieți omenești și pagube materiale, care în cele din urmă influențează în mod direct procesul de dezvoltare social-economică. Odată cu trecerea timpului, hazardurile și-au modificat tiparele, s-au extins și au devenit mai frecvente, fiind din ce în ce mai dificil de prognozat (Bădilă, 2007).

Obiectivul managementului riscului este de a pune în legătură toate elementele și actorii din sistemul de management al dezastrelor, de a dezvolta instrumente de diminuare a dezastrelor bazate pe strategii de prevenire și intervenție, transfer și schimb reciproc de cunoștințe, educație și tehnici de luare a deciziilor. Un management durabil al riscului, presupune menținerea și îmbunătățirea calității mediului și a calității vieții populației, creșterea responsabilității autorităților și a comunităților locale, dar și o abordare integrată echitabilă.

Reacția comunităților umane în fața unor fenomene geomorfologice de risc, prin activități cu scop de reducere a impactului negativ rezultat, reprezintă adaptarea la risc, iar tipurile de soluții găsite constituie modalități de adaptare a unei societăți la risc (White, 1974, citat de Armaș et al., 2003).

În funcție de gradul de instruire al comunităților umane, asumarea riscului poate avea loc pe diverse căi (Mac și Petrea, 2002): rațională (prin procese organizatorice, de tipul celor care țin de amenajarea teritoriului, legislație, reforme economice și demografice), prin acceptare (fortuită sau instinctuală) și prin ignorarea efectelor rezultate în urma manifestării fenomenelor geomorfologice de risc (latura pasivă a expunerii la riscuri).

Se poate concluziona că, existența fenomenelor geomorfologice de risc este determinată doar de prezența unui element cu capacitate de percepere, fapt care permite anumite reacții de comportament. În consecință, nu toate hazardurile geomorfologice vor fi asumate ca fenomene generatoare de risc. Când se manifestă totuși astfel de stări, considerate stări de risc, componenta antropică, prin posibilitatea de percepere, este în măsură să aplice măsuri și să pună în practică acțiuni de diminuare a riscului. Foarte important este însă procesul educațional, care trebuie derulat în paralel cu măsurile și activitățile menționate anterior.

SUMMARY

GEOMORPHOLOGY OF THE ENVIRONMENT

Key words: geomorphology, environment, morphodynamic, structural and petrographic setting, weathering, base level, river bed, meandering, flood plain, slope, gully erosion, landslides, coastal area, glacial and periglacial relief, permafrost, aeolian relief, anthropogenic relief, hazard, extreme phenomenon, risk, disaster, vulnerability.

Foreword

The relief of the Earth has been approached over time from various aspects, fact illustrated by the existing scientific literature. In this book entitled **Geomorphology of the environment,** the relief is considered as part of the environment during in continuous interaction with all the other components of the environment (like abiotic, biotic and human). We must mention that the relief is included in the category of abiotic components of the environment.

In today's context, the environment implies the existence of two elements, one the surrounded and the other the surrounding, the relief is considered surrounded by the other components of the environment. Thus, the relief, on one hand, is influenced by the other components, and on the other hand by its own dynamics which influences those.

In my opinion, only under these conditions one can bring into discussion a more comprehensive **geomorphology of the environment** as opposed to the current environmental geomorphology perspectives which only highlight the relation between human interaction and the relief.

Regardless of the angle from which the geomorphological processes and the resulting relief forms are approached, the results are the same.

Starting from Geomorphology of the environment object of study as it is shown in this research, each agent, each process and each single resulted landform from the interaction of the sublayer with other components of the surrounding environment must properly be analysed.

It's not the objective of this paper to present a different geomorphology but to highlight the manner in which the internal and external factors based on the interaction with the rocks and various structures shaped the crust. The latter, in its turn, influences the processes within the surrounding environment in which we live in.

In this case I consider that Geomorphology remained the same, only the angle of the approach is different, which made possible to refer to this work as the *Geomorphology of the environment*. Even if it will be considered a bold approach, I think it is welcome one, especially in the context of studying relief at an environment specialised faculty.

The chapters in this book include also the lectures delivered on the course Geomorphology of the Environment during 2008 – 2017 at the Faculty of Environmental Science and Engineering, Babeş-Bolyai University. In this context, the analysis of the problems start from agent and the process towards the landforms created by these.

This paper was preceded in 2011 by a homonymous book (The Geomorphology of the Environment. Practical textbook) organised as a practical course which explains the presence of some similar chapters herein. The mentioned paper was published 6 years ago, it also is worth mentioning that it was the first paper of this kind published in the Romanian specialized literature, these six years meant a precious time in which I had the opportunity to reflect more clearly on how the agents in the environment, transformed geomorphological, interact with the relief creating new and new landforms that generations, regardless of age, need to know how to understand and appreciate.

1. The Geomorphology of the Environment. The object of study

As geomorphology as a science, has increasingly proved its practical utility, responding more and more promptly to all social orders, it has become more and more obvious that it has come closer to environmental issues, trying to solve them.

Thus, Geomorphology has to get involved in solving the environmental issues in an adequate manner especially if we think about that the relief, its main research object, is a component of the environment. The need of a geomorphology which is closer to human component was highlighted a few decades ago in 1970 during The Binghamton Geomorphology Symposium (BGS), which was concerned with environmental geomorphology (Filip, 2008).

For the first time, in the specialised literature appeared references which were related to the connection between geomorphology and the environment. One must point out that within this context the English term of *environmental geomorphology* was translated each time as *geomorfologie environmentală (in Romanian)*. It is interesting to follow which where the main perspectives/directions regarding the environmental geomorphology research.

According to geomorphology's research groups - British Geomorphological Research Group, International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation (Holland), GETS Network Project "Geomorphology And

Environmental Transportation Systems", School of Geography and Environmental – Geomorphology Research Group, Great Britain etc. *"the issue of environmental geomorphology is approached most frequently through the application of geomorphological principles and techniques in solving the environmental aspects related to surface processes and relief forms, by examining geomorphological processes and changes related to human activities as well as the management of various categories of land. Unfortunately, this approach is part mainly of the applied geomorphology"*. (Filip, 2008, p. 18).

This tendency was prevalent since Coates used the term of environmental geomorphology in 1971. The quoted author mentioned that the environmental geomorphology refers to the practical usage of geomorphology in problem solving where the human factor wishes to transform, use or change the superficial processes.

Another perspective is that presented in the paper "Environmental Geomorphology" (Panizza, 1996) where it is stated that environmental geomorphology is the *"area between the earth sciences which examine the relation between human factor and environment, the latter being analysed as from an geomorphological point of view"* (p. 4). As to the geomorphological components, they can be superficially divided into geomorphological resources and geomorphological hazards. (Panizza, 1996). This perspective is quite close to the requirements of an environmental approach, the shortcoming being the narrow ecologist type approach. (Filip, 2008).

Starting from specific approaches to environmental science, a more rigorous conceptual approach was proposed by Mac (2002) in the article *Environmental Geomorphology*. According to the author, *"the subject comprises two main objectives and approaches to environmental geomorphology, each with subsequent sub-branches: landforms – as natural environmental component and the impact of the human factor upon geomorphological systems"* (Mac, 2002, pp. 21).

The before mentioned approach is based on that *"the relief, through its system three components: shape (S), processes (P) and materials (M), in connection with life and activities of biotic and human components from the Upper Crust of the Earth fulfils an environmental function"* (Filip, 2008, p. 19).

From Ielenicz's perspective (2005), environmental geomorphology *"also involves the results of the relation between human activities and morphologic processes imposed by various natural factors both in narrow spaces and in a limited time, and at continental and global level for a long time. In other words, the relief, various agents and relief related processes within anthropic spaces or with various anthropized levels"* (p. 17).

The definitions provided by the above-mentioned authors as to environmental geomorphology reveal the presence and consistency of the original perspective which highlights the relation between humans and landforms. Given the evolution,

technological progress and needs of the society, the importance of humans in morphogenesis it's growing, fact emphasized in the works with anthropic geomorphology specific. For instance, one can see this in the latest work published by Josan (2014) called the *Anthropisation of the relief. Anthropic geomorphology.*

Further, in order to avoid confusions, we shall only use the term of **The Geomorphology of the Environment.** This term shall not replace the term of environmental terminology; on the contrary, I suggest using it as a **term on its** own which shall refer to the relief as a part of the environment, to the relief as a component of the environment. Needless to say, in this case, one can infer the human impact on the environment given that human component it is also part of the environment, but from a geomorphological stand point, it is only another geomorphological agent such as is water, air, living creatures etc.

This means that the relief receives a central element function that is influenced by the other components. By analogy, this is also underlined in the environmental definition of various authors.

For instance, in the dictionary "Les mots de la Geographie" (Brunet et al., 1993), the environment is the surrounding component, which, in one way or another, has an influence upon us. According to Mac (2000), the environment is the *"the state created by the contribution of factors, natural and human conditions which by relating to a component or a group of components (abiotics, biotics, human), provides its emergence, existence and functioning"* (pp. 417). The environment infers as well a multiple structure, in other words, a quantitative final value stated as an environment state able or not to provide the existence and functioning of a component (or a group), considered, subjectively central (Mac, 2003).

This means that the environment implies the presence of two components: the surrounded (initially, considered to be related to humans, society, but eventually, it was considered that it was not exclusively to the human factor) and the surrounding, i.e. the one that surrounds (Mac, 2003).

As the notion of environment expanded its meaning, any of the components of the environment can be pull out of its context and placed in the middle or in other words can be analysed starting from its relation with the other components. This means that in the middle can stand: abiotic components (humans, buildings, goods or human activities), biotic components (plants, animals, soil) or human (humans, settlements, goods and human activities). If in agreement with the before stated, it means that a central place can be assigned to any component of the environment, even to the relief.

Only based on these assumptions, the relief can be considered as a central element (the surrounded component) and the rest of the components of the environment have to be the components that surround (the surrounding component) and which alter it as the interaction develops based on free energy. One must not

ignore that the relief, considered in this case as a central component, influences in its turn its surrounding elements, usually, in a negative way, especially if we consider the way the human component is affected by the dynamics of the landforms. In this way, it can be reached out to geomorphological processes, possibly correlated to hazard, and which in the presence of the human factor can lead to risky geomorphological processes. This means that the central component in such a context does interfere with the surrounding components. Likewise, when other components of the environment have the role of surrounded element (water, air, soil and the human component), landform by its dynamics impacts their evolution and development. This can be illustrated when a river by simply following its natural flow undermines the slopes which, in their turn, when slipping, can block the flow of water and turn it into a lake.

From this perspective, The Geomorphology of the Environment can be considered as a borderline science. These ways, those interested in are offered the necessary knowledge about the connection established in time and space between the relief and other components of the environment. Going further classic geomorphology, the Geomorphology of the Environment assures a synthetic knowledge regarding the genesis of landforms. From this perspective, geomorphology can add a specific value to the promotion and solving environmental issues derived from the dynamics of landforms. Inevitably, this will lead to a better understanding of geomorphology by the society which will also require actions and activities to overcome issues without serious damages.

Briefly, The Geomorphology of the Environment is in charge of studying the relief of the Earth as a component of the environment interacting with other components of the environment (air, waters, soil, living creature, humans etc.) which modify it and influences in its turn.

Even in these conditions, the base subject and definition of Geomorphology are the same only the approach is different in the sense that the relief as part of the environment is the result of the interaction with other components. This has determined the emergence of some new trends in geomorphology in the last few decades which lead to a scientific alignment for the current requirements. This does not suggest a radical change in the field, but rather a different approach to the geomorphological processes and relief.

2. The relief – a component of the environment

The structure of the environment involves 3 categories of components: abiotics (geology, relief, air and water), biotics (plants, animals and soil) and human (human activities and goods). Of all that, the relief presents a highest interest as element of abiotic component of the environment. As well, it is highly important

understanding the manner in which the relief interacts with each category of components since this leads to mutual influences.

Starting from the point that the environment is the state that results from various components combination, if we want to analyse only one of those, in this case the relief, the approach will be based on its connections with the other components.

Similar to other components of the environment, the relief had not developed nor had evolved on its own but as a result of synergy and convolution law. Therefore, landform emerges both within the interface of the components of the environment and by the cooperation between the components. As an essential part of the environment, it reveals itself as a dynamic component influencing the state of evolution of the other components.

The relief can be defined as *"all the forms on the surface of the Earth which vary in dimension, composition and origin in different stages of development, in a complex entanglement with one another and tight connections with the environment"* (Mac, 1996, pp. 331), whether or not on land or underwater.

The relief of the Earth is the synthetic image of the actual environmental conditions bearing simultaneously the seal of the past patterns as a result of a continuous evolution.

The surface of the crust of the Earth by its position and composition brings into contact a solid environment (the upper part of the lithosphere) with two different environments: the gaseous represented by the atmosphere and the liquid – hydrosphere. The genesis of the relief is given by the interaction of the sideway forces of this surface (Cioacă, 2006). On the other hand, the internal forces determine the tectonic and volcanic distortion of the crust; further, the external forces which originate in the hydrosphere, atmosphere, biosphere, antroposphere and outside the cosmic space interfere with the before mentioned *"shaping the erosion forms or consolidating the depository forms"* (Cioacă, 2006, p. 18).

The relief a real component of the environment, besides the morphological, morphometric and functional features, presents a deep supportive character for the rest of the components; this is also supported by the way in which landform influences their structure: on a spatial and vertical plan (Filip, 2008).

With no further addition, one can conclude that the Earth relief is a real indicator of the changes which our planet underwent during its evolution.

3. Methodology used in the relief study

The complexity of the relief dictates a certain specificity in choosing the right methodology by using principles, methods, procedures and adequate means.

According to Donisă (1977, 1987), methodology represents the cluster of ways, means and research proceeding, the knowledge and transforming of the objective reality. Briefly, methodology can be defined as the science of researching. The term origin is Greek from methods (way or path to follow) and logos (science) and can be translated as the way that scientific research has to follow (Reti, 2011). By methodology one can understand the general science which develops means to perform scientific research and on the other hand, it can refer to all elements that interfere in scientific research. Also, methodology gathers the cluster of principles, methods, procedures and means by which the researcher gets into contact with a certain sphere of reality (Posea și Armaș, 1998).

In its turn, science is on one hand the cluster of true knowledge about a certain reality applying to a certain field and on the other hand, the cluster of procedures and techniques that used, following a certain logic, allow acquiring more knowledge (Petrea, 2005).

The existence within science of a very well structured methodology contributes to scientific progress due to that methodology supports both the optimization of the collecting methods, checking, quantifying and elaboration of empiric data, and the process of logical interpretation and elaboration of scientific theory (Petrea, 2005).

According to the above quoted author, in order to reach these objectives, one need to fulfil certain requirements and criteria: usage of a certain framework that allows establishing the study limitation, establishing the objectives, choosing the methods, techniques, tools; usage of a cluster of very well-defined concepts; matching the data resulted from observation with the requirements of the theoretical system; usage of corresponding tools in order to collect and check the data. Usage of the adequate means to elaborate and analyse data; defending the interpretation in a given scientific frame.

The **geomorphological methodology** is the result of the ways that delineate the landform related knowledge by using specific principles, methods and means. Due to the complexity of this component of the environment, scientific knowledge requires an interdisciplinary approach using general principles and methods from other fields (of science) but specific methods to geomorphology. This suggests that the study of the relief has an interdisciplinary character.

The methodological approach of relief also implies clarifying some aspects: delineation of the object on which knowledge is applied to; identifying basic concepts and principles; choosing and detailing the methods, procedures and research means; establishing the connection between the methods, procedures and means used in research.

The purpose of relief research is to increase the knowledge related to its dynamics which generated new forms, while the old ones continue their evolution.

One has to mention that the current methodological structure allows the research of the relief not as a sum of forms but as complex territorial cluster resulted from the cooperation of the components of the environment.

4. Morphogenetic agents, processes and mechanisms

At the surface of Earth there are a series of modelling factors that act upon it and which reveal themselves through various processes and mechanisms. The general tendency is that these external factors shape what the internal factors are creating, in an ample process of co-operation. Depending on the zone, regional and local conditions, factors interfere with one another but also with the sublayer which determines the apparition of geomorphological or morphogenetic environments.

The morphogenetic agents are solid deposits (solid, liquid and gas) and energy sources which by their mass, density and dynamics act upon the sublayer modifying its physical and chemical state (Mac, 1986). More specific, the actions upon the sublayer are referring to landforms whose dimensional parameters depend on the work and the volume of materials triggered. The action of the morphogenetic factors takes place in a different way depending on their function and form, morphogenetic conditions and the span of time in which they display. (Mac, 1986).

The morphogenetic processes are the factual displays of the modelling factors. According to the quoted author, they can be defined as physical or chemical changes that modify the sublayer; basically, these processes are the fundament of the genesis of the relief. Another definition of the process is provided by Thornbury (1954), according to whom the process is a series of operations through which, under the action of one or more modelling factors, a morphological transformation takes place.

Morphogenetic processes develop based on a series of **mechanisms** (or sub-processes) which explain the genetic quality and features of the relief. (Mac, 1976). As to mechanisms, a very good illustration is transporting sediment from the stream bed: on one hand, process is referring to transporting and on the other, mechanisms are represented by the way this takes place: by rolling or dragging; the same as in the case of transporting sediment specific to eolian model when it encounters a transport by saltation or suspension.

Despite that they might seem to act on their own, morphogenetic factors and processes are, in fact, grouped (Mac, 1976); the apparent distinctive feature can be considered only in connection to the whole perspective it belongs to.

Each morphological process can act on its own, but with different results. This suggests that the genesis of the setting is the consequence of hierarchical processes and mechanism that mutually support and whose action is connected to the **morphogenetic environment.**

5. Internal factors generated relief

Generally speaking, the Earth relief is due to the internal factors which are the basis of the tectonic and magma volcanic processes. These processes are only maintaining a geomorphologic potential on which the factors and external geomorphologic factors are undertaking their activity. Depending on the scale, some factors are acquiring a primary function determining the type of relief (structural, sculptural) and others, grouped together, concur to the genesis of the relief's smaller details.

The internal factors are held responsible for the geological structure; this means that they are the one to directly maintain morphogenesis by forming a built relief but also indirectly by forming a base which allows the display of the exogenic processes (Mac, 1976).

In its turn, lithology, especially that the magma volcanic origin, is also a result of the internal factors. Even the sedimentary rocks, as a result of the external factors, undergo changes in the composition and structure when they are affected by metamorphic processes. For instance, clay can turn into slate.

The disposal of layers is also a result of the manifestation of the internal factors. Depending on the local conditions, the layers can be disposed on a horizontal layer, monoclinal layer, folded layer etc.

Faulting, fracture, earthquakes and magmatism are the result of the same internal factors which can create a specific relief, called tectonic relief.

One can conclude that the Earth's relief is the result of the interaction between the internal and external factors. The internal factors form great tectonic patterns and the external factors can form the relief's minor details which varies depending on the local conditions.

In this chapter, the following themes are discussed in detail: lithospheric plates, the magma volcanic setting, the structural setting and the petrographic setting.

6. External factors generated relief

On the geomorphologic base formed by the internal factors are triggered a series of external factors and agents which continue shaping the crust until detailed relief is fully developed.

Each geomorphological agent either, water, air, living beings or human interfere with the crust in its own way. As a result of water interaction (in the three different states) with the sublayer, it develops fluvial, maritime, glacial and periglacial setting. Simultaneously, one can notice the presence of water vapour also during the process of weathering. The Earth's atmosphere does not remain ineffective when it comes to the formation of the relief.

The division of the atmospheric processes allows the delimitation of the main climatic areas. Depending on their features, the eolian agents will act as such, but where it's going to become dominant, they will generate a specific setting called aeolian setting. The rate of weathering will also be considered based on the climatic conditions. In their turn, despite the fact that vegetation and animals interfere only punctually in a specific relief's development, their presence shall not be ignored, even less when bearing in mind bio-weathering.

Humanity with its activities (soil processing, mineral extraction, deposition of tailings, transportation routes and urbanization) lead to the development of various landforms known as anthropic relief.

The main purpose of the external factors is the displacement of the material on the surface of the Earth. In this process gravity plays the most important role. Despite the fact that it makes possible the displacement from the high to low points, it is not a geomorphological agent since it does not prepares or transport material bodies, it is just a force that guides the movement. In this sense, tectonic deformations are the ones to assure the possibility of action of the external agents. For instance, a sharp ridge, tectonically modified, develops a morphogenetic potential that is exploited by the external agents. If tectonic stability, the sharp ridge can undergo erosion processes and levelled up to the topographical surface in that area.

In this chapter were addressed the following geomorphologic aspects: weathering, fluvial, maritime, glacial, periglacial, aeolian and human reliefs.

7. Geomorphological hazards and risk phenomena

Geomorphological processes, defined as concrete forms of manifestation of the modeling agents, determine physical and chemical changes, which are modifying the substrate, the action which underlies the genesis of various relief forms.

In most cases, the dynamics of the substrate effects all the other environmental components, including the anthropic component which is specifically affected.

Geomorphological processes and phenomena that pose risks to the anthropic component are those, that exceed its ability to respond, through absorption and processing, to the energy discharges that usually accompanies them. According to White (1974, quoted by Armaş, Damian, 2003) any event or cluster of events that include a momentarily (rainfall) or long time variation higher than the usual values (accelerated erosion, desertification) can be included in the category of extreme processes and natural phenomena.

From a time perspective, the geomorphological processes can occur either abruptly (landslides, muddy flows, fault, collapse etc.) or in a long span of time (soil and substrate erosion); independently of the time span, the effects are critical and sometimes catastrophic. (Goțiu and Surdeanu, 2008).

Getting an insight into the extreme geomorphological processes has required the preparation of a proper methodology and terminology. For this matter, these were founded at the beginning of the last decade of the 19th century by bringing together the ideas pertaining to various specialists from various academic and political organisations. Among the notions frequently quoted extreme phenomena related, the following were standardised: **hazard**, **extreme phenomenon**, **risk**, **disaster**, and calamity. Some connected notions were added as well: sensitivity, stability, resilience, fragility, **vulnerability**, uncertainty, transience, stress and sensitivity. (Mac and Petrea, 2002).

Hazard is defined as *"the origin of an extreme phenomenon that involves an energetic discharge in a given time and with a difficult to predict magnitude". The event whose major significance is to interrupt a linear trend evolution, sums up the hazard and the (extreme) phenomenon that derives from it. It also implies the notion of perception and recognition in relation to a reference system, and hence the possibility of assuming and updating the risk, which in fact defines the essential quality of the event, that of the difference bearer."* (Mac and Petrea, 2002, p. 15).

In this context, one has to clarify the terminological difference between geomorphological process and geomorphological hazard. Even if has been considered that hypothesis that hazard might be the interaction between nature and human subjects (see IDNDR Programme), such an approach can be regarded as quite narrow and full of limitations. This might suggest that in the absence of the human component, we would only discuss about natural phenomena, not about hazard.

In the actual conditions, human subjects have the tendency to anthropize and become the "landlords" of the whole surface of the Earth; processes once considered as being exclusively natural and with effects upon the whole nature, slowly have effects upon the human component (Mac and Petrea, 2002). For this very reason, the quoted authors, despite the certification of the term hazard, they propose the usage of the notion **extreme phenomenon** by also mentioning its type (geomorphologic, geologic, hydrologic etc.). More when this suggests the existence of a destructive capacity. Also, the notion of hazard presents a high degree of abstraction which makes it relatively inexpressive in order to name the geomorphological processes and phenomena which are factual by their nature. (Mac and Petrea, 2002).

The quoted authors highlight that *"hazard means the causal circumstance and time-space consequences of the expression of the phenomenon, not the phenomenon itself. Hazard is an unpredictable chronotope, but a necessary one to a causal recipe, able to generate non-continuous energetic discharges that objectify an extreme phenomenon. Hazard is the ontological structure when the phenomenon turns into as a real manifestation. Hazard is the causal matrix from which the phenomenon results. Hazard is the spontaneity of evolutionary processes and the phenomenon, its material manifestation''* (Mac and Petrea, 2002, p. 16).

Considering an extreme geomorphological phenomenon facilitates the presence of a state of risk and the relationship between the extreme phenomenon and risk generates the event considered the corner stone in the evolution of the components of the environment. It is worth mentioning that it is not always the case when hazards and geomorphological components lead to a certain occurrence. Depending on local conditions, the instability waves of the sublayer might be assimilated (for instance, landslide does not always modify the slope on which it took place).

Concerning the label of *extreme* added to the term phenomenon, this will have to be related to the surpassing of a reference limit beyond which the human component undergoes damages. (Mac and Petrea, 2002). A natural phenomenon is included in the category of hazard only if its manifestation affects a given human community. For instance, if an avalanche takes place in Antarctica this can only be considered a geomorphological phenomenon in the absence of human subjects; on the other hand, if this occurs in the Alps where it damages the guest houses and means of communication then, one can conclude that it is a geomorphological hazard. (Bălteanu and Alexe, 2000).

Depending on the manifestation of this hazard and the vulnerability of the human community, it can come to significant materials damages and to victims. This means that we are dealing with a geomorphologic risk phenomenon.

Also, one has to mention that some natural hazards are determined and influenced by the human component through its actions on the other components of the environment (lithosphere, geomorphosphere, pedosphere, atmosphere, hydrosphere), which are responsible for the genesis of geomorphological processes.

In its turn, **disaster** is *"appreciated as being the materialization of one risk circumstance, through the manifestation of the hazard to nature-society interface."* (Mac and Petrea, 2002, p. 19). There are multiple criteria used for the classification of the extreme phenomena. The most significant are: the number of victims, the affected surface, financial losses, etc. Considering the fact that the term „disaster" is rather generic, and does not provide enough information to differentiate the effects produced, a diversification of the terminology regarding their consequences was seen as necessary. In this way, the following terms are used (Petrea and Mac, 2002): accident, disaster and catastrophe.

Only in these conditions, the disaster can be equivalent with a catastrophe, being defined *"as a serious interruption of the society functioning, which causes human, materials and environment, losses that the affected society cannot overcome with its own resources."* (Dictionary IDNDR, 1992, quote by Rădoane and Rădoane, 2007, p. 20).

On one side, disaster represents the expression of the vulnerability level of the affected community by a natural hazard, and on the other side, the insufficient

capacity of the measures taken concerning risks. (Westgate and O'Keefe, 1976, IDNDR, 1992, Alexander, 1993, Tobin, Montz, 1997, quoted by Armaş, 2006).

Natural hazards, which also include the geomorphological ones, are tightly linked to the natural phenomena taking place in the environment. The hazard status is not given by the fact that it can generate damages but by the probability of their occurrence; this can be the feature that differences the extreme natural phenomena from hazard. (Coppock, 1995, quoted by Goțiu and Surdeanu, 2007).

Geomorphological hazards are located at the upper part of the crust of the earth, their triggering being conditioned by the geomorphological features of the substrate, even if the triggering factor can be of different nature, usually meteorological or human (Goțiu and Surdeanu, 2007). They can be defined as natural changes or human conditioned relief which affect the human systems. (Schumm, 1988, quoted by Rădoane and Rădoane, 2007).

Previously, they were defined by Gares et. al. (1974, quoted by Armaş, 2006) as a threat or a series of threats on human communities, which are issued from the instability of the crust of the earth, even when these threats are of different nature (geological – earthquake, volcanic eruptions - , marine, climatic, human etc.).

The most frequent geomorphological hazards are the following: landslides, mud flows, faults, collapses, compactions, fluvial erosion, ground erosion, clogging with fluvial-alluvial deposits, lahars, marine abrasion, glacial erosion and accumulation, permafrost defrost avalanches, sand storms, etc.

The impossibility of determining the manifestation of specific fluctuations to geomorphological processes in time and space assumes these to be included in the hazards category. It is true that each geomorphological process can be random, but it does not mean that it represents an inevitable risk event. In these conditions „ hazard becomes a risk as long as it affects the interests of a human community, which is vulnerable to that hazard" (Armaş and Damian, 2003, p. 14).

Elements subject to risk. In the areas with different vulnerability levels, the most important elements are the ones subject to risk, also called risk elements.

They are represented by those objectives or human communities, which present a certain level of risk in case of hazard manifestations. Their exposure to risk is different depending on their spatial and temporal features (distances, activities, behaviours, etc.), which suppose different vulnerability levels. (Goțiu and Surdeanu, 2008).

The category of vulnerable elements includes the following (Alexander, 2005, quoted by Goțiu and Surdeanu, 2007): persons, assets (highways, railways, bridges, voltage lines, phone lines, pipes, public buildings, commercial buildings, monuments) and activities (industrial, agricultural etc.).

This means that in the absence of the human component „there will be no risk but hazard, no matter the dimensions and consequences of extreme phenomena over the natural space" (Armaş, 2006, p.19)

When a geomorphological hazard threatens a human community, it becomes a risky geomorphological phenomenon, whose consequences must be quantitative and qualitative appreciated by estimating the possible and probable damages (Armaş, 2006). This means that geomorphological risk is tightly connected to the presence of the human component, which, based on a hazard manifestation, also presumes damages for the potentially affected human communities. (Armaş, 2003)

Risk is a *"condition category defining the relational circumstance which issues as a result of hazard acceptance of those constituents of the system which possess the capacity of the events perception."* (Mac and Petrea, 2002, p. 17). The term has its origins in the French language: risque = risk.

Through event can be understood that phenomenon, that through its manifestation in time and space *"determines the rupture of the symmetry from before and after"* (Mac and Petrea, 2002, p. 17.) From an origin perspective, events can be projected either as intentional actions of conscious factors, or spontaneous actions. The later ones are the fundament of: *"unpredictable character of the manifestation, contain (have their origin in) hazard. They sum up hazard and its phenomenon, or on one side, the causes and circumstances of the manifestation and on the other side, the materialization of the manifestation."* (Mac and Petrea, 2002, p. 17).

Geormphological phenomenon can be included in the category of phenomenon taking place in the environment. Despite the fact that they can be precisely located, they usually result in irreversible changes that can cause serious damages such as: local changes of the environment, casualties, damage to heritage assets or to farm field that can no longer be farmed (Goțiu and Surdeanu, 2008).

In other words, the presence of the risk per se is conditioned by a perceiving vector which determines behavioural reactions on the side of the hazard element in relation to the possible presence of a triggering phenomenon.

Despite that the expression *geomorphological risks* is frequently used, this can be considered as being rather inappropriate as *"the relief is not at risk, since their decomposition is a natural phenomena. Once the resulting risk from an extreme phenomenon is assumed, the risk per se shall be only infringed to human communities or their goods"* (Mac and Petrea, 2002, p. 19). In compliance with the above mentioned, the appropriate expression would be **geomorphological risk phenomenon.** Having this as a starting point, in the category of potentially risky geomorphological phenomenon are included the same geomorphological phenomena which previously included in the category of geomorphological hazards: landslides, mud flows, fault, collapses, compaction, fluvial erosion, ground erosion, clogging with fluvial-alluvial deposits, lahars, marine abrasion, glacial erosion and accumulation, permafrost defrost avalanches, sand storms etc.

BIBLIOGRAFIE

Aario, R. (1990), *Morainic landforms in Northern Finland*, in Aario, R. (editor), Glacial Heritage of Northern Finland, Excursions Guide III Drumlin Symposium, Nordia Tiedonantoja Sarja A No. 1. Oulun Yliopisto Maantieteen Laitos publ., Oulu.

Alexander, D. (1993), *Natural Disaster*, UCL Press and Chapman & Hall, New York.

Alexander, D. (2005), *Vulnerability to landslides*, in Glade, Th., Anderson, M. G., Crozier, M. J. (editors) Landslide Hazards and Risk, John Wiley and Sons London.

Anderton, P.W. (1974) *Ice fabrics and petrography, Meserve Glacier, Antarctica*, J. Glaciology, 13 (68).

Anghel, T. (2009), *Strategii de reabilitare a reliefului antropic generat de exploatările miniere. Studiu de caz: Bazinul Motru*, teză de doctorat, Facultatea de Geografie, Univ. "Babeş-Bolyai", Cluj-Napoca.

Ampferer, O. (1906), *Uber das Bewegungsbild von Faltengebirge*, Jahrb. Geol. R. A., Wien.

Anhert, F. (1970), *A comparison of theoretical slope models with slopes in the field*, in Schumm, S. A. and Mosley, P. (editors), Slope Morphology, Hutchinson Ross Publishing Company.

Anhert, F. (1987), *Approaches to dynamic equilibrium in theoretical simulations of slope development*, Earth surface processes and landforms, vol. 12.

Armaş, Iuliana (2006), *Risc şi vulnerabilitate: metode de evaluare aplicate în geomorfologie,* Edit. Universităţii din Bucureşti, Bucureşti.

Armaş, Iuliana, Şandric, I., Damian, R., Osaci – Costache, Gabriela, (2003), *Vulnerabilitatea versanţilor la alunecări de teren,* Editura Fundaţia României de Mâine, Bucureşti.

Armstrong, T., Robert, B., Swithinbank, C. (1973), *Illustrated glossary of snow and ice* (2nd ed.), Scott Polar Research Institute, Cambridge.

Atkinson, T.C. (1978), *Techniques for measuring subsurface flow on hillslopes*, in Kirkby, M. J. (editor), Hillslope Hydrology, John Wiley & Sons, Chichester.

Bagnold, R. A. (1941), *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, William Morrow and Co., New York.

Bakker, J. p., Le Heux, J. V. N. (1947), *Theory on central rectiliniar recession of slopes*, Koninklijke Nederlandsche Akademie van Wetenschoppen, S. B., 50.

Bauling, H. (1950), *Essais de geomorphologie*, Publ. de la Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg, Paris.

Băcăuanu, V., Donisă I., Hârjoabă, I. (1974), *Dicționar geomorfologic cu termeni corespondenți în limbile: franceză, germană, engleză și rusă,* Editura Științifică, București.
Bădilă, A. (2007), *Managementul riscului de dezastru. Ghid de lucru pentru ONG-urile de mediu în prevenirea dezastrelor*, în Bădilă, A. (editor), Asociația ALMA-RO, București.
Bălteanu, D. (1983), *Experimentul de teren în geomorfologie,* Editura Academiei, București.
Bălteanu, D., Alexe, Rădița (2000), *Hazarde naturale și antropogene*, Editura Corint, București.
Bălteanu, D., Taloescu, Iuliana (1978), *Asupra evoluției ravenelor. Exemplificări din dealurile și podișurile de la exteriorul Carpaților*, SC GGG, seria Geografie, t. XXV.
Beaty, C. B. (1959), *Slope retreat by gullying*, Bull. Geol. Soc. Amer. 70.
Benn, D. I., Evans D. J. A. (1998), *Glacier & glaciation*, Arnold Publication, London.
Benn, D. I., Evans D. J. A. (2010), *Glacier & glaciation*, second edition, Arnold, London – New York – Sidney - Auckland.
Bertouille, H. (1973), *Resolution simple de problemes de thermo-cinetique dans les sols (Application a la crioclastie)*, Biul. Perigl., 22.
Blackwelder, E. (1928), *The Recognition of Fault Scarps*, The Journal of Geology, vol. 36, no. 4.
Blaga, L. (2009), *Studiu de geomorfologie relațională în sistemele dinamice din Munții Plopiș*, Editura universității din Oradea, Oradea.
Blaga, l., Josan, N, Ilieș, Dorina, Camelia (2014), *Relieful și amenajarea teritoriului*, Editura universității din Oradea, Oradea.
Bleahu, M. (1957), *Captarea carstică și importanța ei pentru evoluția morfologică a regiunilor carstice*, Probleme de Geografie, vol. 5.
Bleahu, M. (1982), *Relieful carstic*, Editura Albatros, București.
Bleahu, M. (1983), *Tectonica globală*, vol. I, Editura Științifică și Enciclopedică, București.
Bleahu, M. (1989), *Tectonica globală*, vol. II, Editura Științifică și Enciclopedică, București.
Bluck, B. J. (1976), *Sedimentation in some Scottish rivers of low sinuosity*, Trans. Of the Royal Soc. Of Edinburgh, 69.
Bluck, B. J. (1982), *Texture of grevel bars in braided streams*, in Hey, R. D., Bathurst, J. K., Thorne, C. R. (editors), Gravel – bed rivers: Fluvial Processes, Engineering and Management, John Wiley and Sons, Chichester.
Bogli, A. (1964), *Mischungskorrosion: Ein Beltrag zum Verkarstungsproblem*, Erdkunde, 18.
Bott, M. H. P. (1971), *The interior of the Earth*, Edward Arnold, London.

Bott, M. H. P. (1976), *Formations of sedimentary basins of graben type by extension of continental crust*, Tectonophysics, vol. 36.

Bott, M. H. P. (1981), *Crustal doming and the mecanism of continental rifting*, Tectonophysics, vol. 73.

Boulton, G. S., Eyles, N. (1979), *Sedimentation by valley glaciers: a model and genetic clasification*, in Schluchter, C. (editor), Moraines and Varves, A. A. Balkema, Rotterdam.

Boulton, G. S. (1982), *Subglacial processes and the development of glacial bedforms*, în Davidson-Arnott, R., Nickling, W. şi Fahey, B. D. (editors), Research in Glacial, Glacio-fluvial, and Glacio-lacustrine Systems, Geobooks, Norwich, 1–31.

Brice, J. C. (1964), *Channel Patterns and Terraces of the Loup Rivers in Nebraska. Physiographic and Hydraulic Studies of Rivers*, Geological Survey Professional Paper, 422-d.

Brice, J. C. (1975), *Airphoto Interpretation of the Form and Behavior of Alluvial Rivers*, Final Report for U.S. Army Reasearch Office.

Bridge, J., Demicco, R. (2008), *Earth surface processes*, Landforms and Sediment Deposits, Cambridge University Press, Cambridge.

Brierley, G. J., Fryirs, A. F. (2006), *Geomorphology and river management. Applications of the river Styles framework*, Blackwell Publishing, Oxford.

Brown, R. J. E. (1970), *Permafrost in Canada: Its Influence on Northern Development*, University of Toronto Press, Toronto.

Brunet, R., Ferras, R., Thery, H. (1993), *Les mots de la géographie: dictionnaire critique*, 3-e éd. Rev. et augm., Reclus, Montpellier.

Brush, L. M. (1961), *Drainage basins, channels and flows characteristics of selected stream in Central Pensylvania*, U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 282-F.

Buache, Ph., (1754), *Considérations géographiques et physiques sur les découvertes nouvelles dans la grande mer*, Paris.

Budel, L. (1977), *Klima-Geomorphologie*, Gebruder Borntrager, Berlin-Stuttgart.

Buzilă, l., Muntean, L. (1997), *Alunecările de teren de la Şaeş (Podişul Hârtibaciului)*, Comunicări de Geografie, Bucureşti

Campy, M., Macaire, J. J. (1989), *Géologie des formations superficielles. Géodynamique faciès utilisation*, Masson, Paris.

Cardona, D. D. (1998), *Estudios de Vulnerabilidad Evaluacion del Riesgo Sismico, Planification Fisica y Urbana en Areas Propensas*, in Mejia-Navaro, M. (editor), 2nd Conf. De Riesgos Geologicos del Valle de Aburra.

Carlston, C. W. (1969), *Dowstream variations in the hydraulic geometry of streams: special emphasis on mean velocity*, American Journal of Science, no. 267.

Carson, M. A., Kirkby, M. (1972), *Hillslope form and process*, Cambridge University Press, Cambridge.

Cavaille A. (1962), *Le systeme karstique et l'volution des grottes*, Spelunca, Mem., 2.
Chang, H. H. (1979), *Minimum stream power and river channel patterns*, J. of Hydrology, no. 41.
Charlton, R. (2008), *Fundamentals of fluvial geomorphology*, Routledge, London.
Chorley, R. J., Schumm, S. A. and Sugden, D. E. (1984), *Geomorphology*, Methuen, London.
Cioacă, A. (2006), *Probleme speciale de geomorfologie,* Editura Fundației România de Mâine, București.
Coates, D. R. (1971), *Environmental Geomorphology*, Coates, D. R. (editor), State University of New York, Publications in Geomorphology, Binghampton.
Coppock, J. T. (1995), *GIS and natural hazards: an overview from a GIS perspective*, in Carrara, A. and Guzzeti, F. (editors), Geographical information Systems in Assesing Natural Hazards, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
Cornaglia, P. (1891), *Sul regime delle spaggie e sulla regolazione dei porti*, Stamperia reale della ditta G. B. Paravia Torino.
Coteț, P. (1971), *Geomorfologie cu elemente de geologie*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
Cotton, C. A. (1952), *Volcanoes as landscape forms*, second edition, Whitecombe and Tombs, Christchurch.
Courtillot, V. (1973), *Crise de l'énergie: la solution géothermique*, La Recherche, 35.
Crozier, M. J., Hardenbiker, U., Gomez, B. (2010), *Physical landscapes*, in Gomez, B. and Jones, J. P. III, Research Methods in Geography, Wiley-Blackwell, West Sussex.
Cruden, D. M., Varnes, D. J. (1993), *Landslides investigation and mitigation*, Chapter 3: Landslide types and processes, Transportation Research Board, National Academy of Sciences.
Cruden, D. M., Varnes, D. J. (1996) *Landslide types and processes,* in Turner, A. K., Shuster, R. L. (editors) Landslides: investigation and mitigation, Transportation Research Board Special Report, 247.
Darwin, C. (1898), *The structure and distribution of coral reefs*, ed. III, Appleton and Co., New York.
Dahl, R. (1965), *Plastically sculptured detail forms on rock surfaces in northern Nordland, Norway*, Geografiska Annaler, 47.
Dalrymple, B. J., Blong, R. J., Conacher, A. J. (1968), *An Hypothetical Nine Unit Landsurface Model, Zeitschrift fur Geomorphologie*, Bd. 12.
Davis, W. M. (1899), *The Geographical cycle*, Geogr. Journ., XIV.
Davis, W. M. (1902), *Base-level, grade and peneplain*, J. of Geology, 10.
Davis, W. M. (1912), *Die erklarende Beschreibung der Landformen*, Berlin.
Davis, W. M. (1928), *The coral reef problem*, in Am. Geog. Soc. Special Publ, 9.

Depret, T., Gautier, Emmanuele, Hook, Janet, Grancher, Delphine, Virmoux, C., Brunstein, D. (2017), *Causes of planform stability of a low-energy meandering gravel-bed river (Cher River, France)*, Geomorphology, no. 285.
Derbyshire, E. (1968), *Cirque*, în Fairbridge, R. W. (editor), The Enciclopedia of Geomorphology, Reinhold Book Corporation, New York-Amsterdam-London.
Derruau, M. (1956), *Precis de geomorphologie*, Masson, Paris.
Derruau, M. (1965), *Precis de geomorphologie*, 4th edition, Masson, Paris.
Saussure, H-B, (1796-1808), *Voyages dans les Alpes, précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs le Genève*, L. Fauche Borel, Neuchatel.
Dewey, J. F. (1976), *Ophiolite obduction*, Tectonophys, v. 31, no. 1 – 2.
Dewey, J. F., Bird, J. M. (1970), *Mountain belts and the new global tectonics*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 14.
Dikau, R., (1989), *The application of a digital relief model to landform analysis*, in Raper, J. F. (editor), Three dimensional applications in Geographical Information Systems, Taylor and Francis, London.
Dikau, R., Jager, S. (1995), *Landslide hazard modeling in New Mexico and Germany*, in McGregor, D., Thompson, D. (editors), Geomorphology and land Management in Changing Environment, Wiley, Chichester.
Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L., Ibsen, Maia-Laura (1997), *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes*, John Wiley & Sons, Chichester.
Dionne, J. C. (1984), *Le rocher profile: une forme d'erosion glaciaire neglijee*, Geographie Physique et Quaternaire, XXXVIII, 1.
Dionne, J. C. (1987), *Tadpole rock (rocdrumlin): A glacial streamline moulded form*, în Menzies, J. şi Rose, J. (editori), Drumlin Symposium, Balkema, Rotterdam.
Dixon, J. M., Farrar, E. (1980), *Ridge subduction, eduction, and Neogene tectonics of soutwestern North America*, Tectonophys, v. 6. No. 1 – 2.
Donisă, I. (1977), *Bazele teoretice şi metodologice ale geografiei*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Donisă, I. (1987), *Bazele teoretice şi metodologice ale geografiei*, Centrul de multiplicare al Univ. Al. I. Cuza, Iaşi.
Drăguţ, l., Blaschke, T. (2006), *Automated classification of landform elements using object-based image analysis*, Geomorphology, 81.
Drewry, D. (1986), *Glacial geologic processes*, Edward Arnold, London.
Dumitrescu, I. (1962), *Curs de geologie structurală cu principii de geotehnică şi cartare geologică*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Eckel, E. B. (1958), *Landslides and Engineering practice*, in Ekel, E. B. (editor), A Symposium Highway Research Board, Special Rep., 29, Washington, D. C.
Elsasser, W. M. (1971), *Sea-floor spreading as thermal convection*, J. geophys. res., 76.

Embleton, C., King, C. A. M. (1975), *Glacial geomorphology*, Edward Arnold, London.

Einstein, H. H. (1988), *Special lecture: landslide risk assesment procedure*, Proceedings 5th International Symposium on Landslides, Lausanne 2.

Etzelmuller, B., Vatne, G. Odergard, R. S., Sollid, J. L. (1993), *Dynamics of two subpolar valley glaciers – Erikbreen and Hannabreen, Liefdefjorden, Northern Spitsbergen*, Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography, Vol. 75, No. 1 / 2.

Evans, D. J. A. (1996), *A possible origin for a mega-fluting complex on the southern Alberta prairies, Canada*, Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplement Band, 106.

Evans, D. J. A. (1999), Glac*ial debris transport and moraine deposition: a case study of the Jardalen cirque complex, Sogn-og-Fjordane, western Norway*, Zeitschrift fur Geomorphologie, 43.

Evans, I. S. (1969), *The geomorphology and morphometry of glacial and nival areas*, în Chorley, R. J. (editor), Water, Earth and Men, Methuen, London.

Evans, I. S., Cox, N. J. (1974), *Geomorphometry and the operational definition of cirques*, Area, 6.

Eyles, N., Boyce, J. I. and Barendregt, R. W. (1999), *Hummocky moraine: sedimentary record of stagnant Laurentide Ice Sheet lobes resting on soft beds*, Sedimentary Geology, 123.

Fahnestock, r. k. (1963), *Morphology and hydrology of a glacial stream: White River, Mount Rainier, Washington*, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 422-A

Fairbridge, R. W. (1968), *The enciclopedia of geomorphology*, Editura Reinhold, New York.

Filip, S. (2008), *Depresiunea și Munceii Băii Mari. Studiu de geomorfologie environmentală*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

Fisher, O. (1866), *On the disintegration of a chalk cliff*, Geological Magazine, 3.

Flint, F. R., Skinner, B. J. (1977), *Physical Geology*, second edition, John Wiley and Sons, New York.

Florea, M. N. (1996), *Stabilitatea iazurilor de decantare*, Editura Tehnică, București.

Florea, N. (1979), *Alunecări de teren și taluze*, Editura Tehnică, București.

French, H. M. (2007), *The Periglacial Environment*, third edition, John Wiley & Sons, Chichester.

Gares, P.A., Sherman, D.J., Nordstrorn, K.F. (1994), *Geomorphogy and natural hazards*, Geomorphology, 10.

Gârbacea, V. (2013), *Relieful de glimee*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

Gerber, E. K. (1969), *Bildung von Gratgipfeln und Felswanden in den Alpen*, Zeitschrift fur Geomorphologie, Suppl. 8.

Gilbert, G. K. (1877), *Raport of the geology of Henry Mountains*, U. S. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain region.

Glasser, N. F. (1995), *Modelling the effect of topography on ice sheet erosion, Scotland*, Geografiska Annaler, 77A.
Gluckert, G. (1973), *Two large drumlin fields in central Finland*, Fennia, 120.
Gordon, J. E. (1977), *Morphometry of cirques in the Kintail-Affric-Cannich area of northwest Scotland*, Geografiska Annaler, 59A.
Gordon, J. E., Whalley, W. B., Gellatly, A. F. and Vere, D. M. (19920, *The formation of glacial flutes: assessment of models with evidence from Lyngsdalen, north Norway*, Quaternary Science Reviews, 11.
Gottsmann, J., Marti, J. (2008), *Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response*, Series: Developments in Volcanology, Elsevier, Amsterdam.
Goțiu, Dana, Surdeanu, V. (2007), *Noțiuni fundamentale în studiul hazardelor naturale*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
Goțiu, Dana, Surdeanu, V. (2008), *Hazardele naturale și riscurile asociate din Țara Hațegului*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
Goudie, A. S. (1990) *Techniques for Desert Reclamation*, John Wiley and Sons, Chichester.
Goudie A. S. (1993), *Human influence in geomorphology*, în Geomorphology, vol. 7.
Goudie, A. S. (2013), *Arid and semiarid geomorphology*, Cambridge University Press, Cambridge.
Gotzinger, G. (1909), *Studien uber das Eis des Lunzer Unter – und Obersees*, Int. Rev. ges Hydrobiol. Hydrogr., 2.
Grahmann, R. (1932), *Das Alter der Hellerterrasse und der Dünen bei Dresden*, Ein Beitrag zur Geschichte des sächsischen Elbtales - Mitteilungen des Vereins für Erdkunde zu Dresden (N.F.), 6 Abb., Dresden.
Grasu, C. (1977), *Geologie structurală*, Editura Tehnică, București.
Grecu, Florina (1997), *Gheață și ghețari. Introducere în glaciologie*, Editura Tehnică, București.
Grecu, Florina (2000), *Repere ale gândirii în Geografie*, vol. I. Început și prezent, Editura Universității din București, București.
Grecu, Florina (2004), *Hazarde și riscuri naturale*, Ediția a II-a, Editura Universitară, București.
Grecu, Florina (2007), *Glaciologie*, Editura Credis, București.
Grecu, Florina, Demeter, T. (1997), *Geografie formațiunilor superficiale. Partea I.,* Edit. Universității din București, București.
Grecu, Florina, Palmentola, G. (2003), *Geomorfologie dinamică,* Editura Tehnică, București.
Grenier, M. P. (1968), *Observations sur le tafonis du desert Chilien*, Buletin de l'Associations de Geographes Francais, v. 364 – 365.
Grigore, M. (1972), *Cartografie geomorfologică*, Centrul de multiplicare al Universității București.

Grigore, M. (1979), *Reprezentarea grafică şi cartografică a formelor de relief*, Editura Academiei Române, Bucureşti.
Griggs, D. T. (1939), *A theory of mountain-building*, Amer. Journ. Sci., Vol. 237, no. 7.
Gumuchian, H., Marois, C. (2000), *Initiation a la recherche en geographie*, Les Presses de l'Universite de Montreal.
Hack, J. T. (1957), *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland*, U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 249-B.
Haeberli, W. (1985), *An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18 ka BP. Ice Age glaciers in and around the Swiss Alps*, Z. F. Gletscherk. U. Glazialgeol., 21.
Haggett, P. (1979), *Geography: a modern synthesis*, third edition, Harper & Row, New York.
Hallet, B. (1979) *A theoretical model of glacial abrasion*, Journal of Glaciology, 23.
Hallet, B. (1981), *Glacial abrasion and sliding: their dependence on the debris concentration in basal ice*, Annals of Glaciology, 2.
Hamblin, W. K. (1992), *Earth's systems*, 6th edition, Magmillan Publishing Co., New York.
Hart, J. K. (1995), *Subglacial erosion, deposition and deformation associated with deformable beds*, Progress in Physical Geography 19, 2.
Hedin, S. A. (1903) *Central Asia and Tibet*, 2 vols, Charles Scribner and Sons, New York and London.
Hickin, E. J. (1974), *The developement of meanders in natural river channels*, Am. J. Sci., no. 274.
Hirano, M. (1968), *A mathematical model of slope developement*, Journal of Geosciences, Osaka City University, 11.
Hogbom, B. (1914), *Uber die geologische Betendung des Frostes*, Geol. Inst., Bull. 12.
Holdsworth. G., (1973), *Ice deformation and moraine formation at the margin of an ice cap adjacent to a proglacial lake*, in Fahey, B. D., and Thompson, R. D. (editors), Research in polar and alpine geomorphology, 3rd Guelph Symposium on Geomorphology, Geo Abstracts, Norwich.
Holmes, A. (1945), *Principles of physical geology*, Thomas Nelson and Sons, London.
Hooke, R. LeB. (1991), P*ositive feedbacks associated with erosion of glacial cirques and overdeepenings*, Geological Society of America, Bulletin, 103.
Horlick-Jones, T. (1995), *Urban Disasters and Megacities in a Risk Society*, GeoJournal 37, 3.
Horton, R. E. (1945), *Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology*, Bulletin of the geological society of america, vol. 56.

Hosu, Maria (2009), *Geomorfologie. Suport de lucrări practice*, Editura Risoprint, Cluj-Napoca.
Hubbard, B., Glasser, N. (2005), *Field techiniques in glaciology and glacial geomorphology*, John Wiley and Sons Ltd, Chichester.
Huddart, D., Stott, T. (2010), *Eart environments*, John Wiley and Sons,
Huggett, R. J. (2005), *Fundamentals of geomorphology*, Routlege, London and New York.
Hutton, J. (1785), *Abstract of a Dissertation read in the Royal Society of Edinburgh, upon the seventh of March, and fourth of April, MDCCLXXXXV, concerning the System of the Earth, its Duration, and Stability*, Royal Society of Edinburgh, Edinburgh.
IASH (1985), *Fluctuation of glaciers 1971 - 980*, IV, Word Glacier Monitoring Service, Zurich.
Ichim, I., Bătucă, D., Rădoane, Maria, Duma, D. (1989), *Morfologia și dinamica albiilor de râuri,* Editura Tehnică, București.
IDNDR (1992), *Internationally agreed glossary of basic terms related to disaster management*, United Nation, Departement of Humanitarian Affairs, IDNDR, DHA, Geneva.
Ielenicz, M. (2005), *Geomorfologie*, Editura Universitară, București.
Ilie, D. I. (1973), *Terase și suprafețe de nivelare,* Centrul de multiplicare al Universității București, București.
IPA (1998), *7th International Conference on Permafrost*, Publications of International Conferences on Permafrost, International Permafrost Association.
Ireland, H. A., Sharpe, C. F. S., Eargle, D. M. (1939), *Principles of gully erosion in the piedmont of South Carolina*, U. S. Dep. Of Agricult. Tech. Bull., no 633.
Irimuș, I. A. (1998), *Relieful pe domuri și cute diapire în Depresiunea Transilvaniei*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
Jahn, A. (1960), *Some remarks on the evolution of slopes on Spitzbergen*, Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplement Band, I.
Johnson, D.W. (1910), *Beach cusps*, Geol. Soc. Am. Bull. 21.
Johnson, D. W. (1919), *Shore Processes and Shoreline Development*, Wiley, New York.
Johnson, D. W. (1932), *Rock planes of arid regions*, G. R., 22.
Johnson, P. G. (1984), *Rock glacier formation by high magnitude low frequency slope processes in the southwest Yukon*, An. Assoc. American Geographers, 74, 3.
Jones, D., Armstrong, A. P., Sorensen, Barbara (2001), *Integrated Risk Assessment*, Presented at The Risk Assessment – National Research Need Conference, St. Louis, Missouri.

Jones, N. A. (1981), *The nature of soil Piping – a Review of Research*, British Geomorphological Research Group Monograph., series no. 3, Geo Books, Norwich.

Josan, N. (2014), *Antropizarea reliefului. Geomorfologie antropică*, Editura universității din Oradea, Oradea.

Josan, N., Petrea, Rodica, Petrea, D. (1996), *Geomorfologie generală,* Edit. Universității din Oradea, Oradea.

Karing, D. E., Sharman, V. F. III (1975), *Subduction and acretion in trenches*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 86. no. 3.

Kavanaugh, J. l., Clarke, K. C. (2000), *Evidence for extreme presure pulses in the subglacial water system*, Journal of Glaciology, 46.

Kazimirov, D. A., Sitnikov, B. D., Poroshkova, G. A. (1980), *The density distribution of craters on the Moon, Mercury and Mars*, Preprint GIN-GAISH (in Russian).

Keller, E. A., Melhorn, W. N. (1978), *Rhytmic spacing and origin of pools and riffles*, Geol. Soc. Of Amer. Bull., no. 89.

Keller, E. A., Melhorn, W. N. (1973), *Bedforms and fluvial processes in alluvial stream channels: selected observations*, *in* M. Morisawa (editors), Fluvial geomorphology: SUNY-Binghamton, N.Y., Proc. Fourth Annual Geomorphology Symposium, Pub. Geomorphology.

King, C. A. M. (1967), *Techniques in geomorphology*, Edward Arnold, London.

King, L. C. (1953), *Canons of landscape evolution*, Geological Society of America Bulletin, 64 (7).

King, L. C. (1962), *The morphology of the earth*, Oliver and Boyd, Edinburgh.

Kirkbride, M. p. (1995), *Processes of transportation*, în Menzies, J. (editor), Glacial environments, vol. 1: Modern glacial environments. Processes, dynamics and sediments, Butterworth Heinemann, Oxford.

Knighton, A. D. (1982), *Asymetry of river channel cross-sections: Made of developement and local variation*, Earth Surface Processes and Landforms, vol. 7.

Kor, P. S. G., Shaw, J. and Sharpe, D. R. (1991), *Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Georgian Bay, Ontario: a regional view*, Canadian Journal of Earth Sciences, 28.

Kotlyakov, V. M. (1994), *Mir snega i loda*, Nauka, Moscova.

Kotlyakov, V. M., Smolyarova, N. A. (1990), *Elsevier's dictionary of glaciology in four languages*, Elsevier, Amsterdam.

Kuenen, P. H. (1948), *The formation of beach cusps*. J. Geol. 56.

Kurimo, H. (1977), *Pattern of dead-ice deglaciation forms in western Kemijärvi, Northern Finland*, Fennia, 153.

Lane, E. W. (1935), *Stable channels in erodable material*, Am. Soc. Of Civ. Trans. No. 1957, reproduced in: River morphology, Schumm, S. A. (editor), 1972, S.U.A.

Lantuit, P., Pollard, W. H. (2005), *Temporal stereophotogrammetric analysis of retrogressive thaw slumps on Herschel Island, Yukon Territory*, Natural Hazards and Earth System Sciences, 5.

Lawson, D. E. (1979) *Sedimentological Analysis of the Western Terminus Region of the Matanuska Glacier, Alaska*, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Report 79-9, Hanover.

Lăzărescu, V. (1980), *Geologie fizică*, Editura Tehnică, Bucureşti.

Lehmann, H. (1954), *Das Karstphenomen in der veschiedenen Klimazonen: Der tropiche Kegelkarsts auf den Großen Antilen*, Erdkunde, no. 8.

Lehmann, O. (1933), *Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinschlagwänden*, Viertelj. Schr. Natf. Ges. Zurich, 78.

Leibman, M., Khomutov, A. Kizyakov, A. (2014), *Cryogenic Landslides in the West-Siberian Plain of Russia: Classification, Mechanisms, and Landforms*, in Shan, W., Guo, Y., Wang, F., Marui, H., Strom, A. (editors), *Landslides In Cold Regions In The Context Of Climate Change (Environmental Science and Engineering), Springer, Berlin.*

Leopold, L. B. Wolman, M. G. (1957), *Rivers Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight*, U. S. Geological Survey Professional Paper, 2 8 2 –B.

Leopold, L. B. Wolman, M. G., Miller, J. P. (1964), *Fluvial processes in geomorphology*, Freeman and Co., San Francisco.

Linton, D. L. (1963), *The form of glacial erosion*, Transaction of the Institute of British Geographers, 33.

Lliboutry, L. (1965), *Traite de glaciologie*, vol. II, Masson, Paris.

Lliboutry, L. (1998), *Glaciers of the Wet Andes*, în Satellite Image Atlas of Glaciers of the Word, Williams, R. S. şi Ferrigno, J G. (editori), U. S. Geological Survey Professional Paper 1396-I, Washington.

Lobeck, A. K. (1933), *Geomorphology: An Introduction to the Study of landscapes*, McGraw-hill Book Co., London.

Lobeck, A. K. (1939), *Geomorphology*, McGraw-hill Book Co., New York.

Lóczy, D., Sütö, L. (2011), *Human Activity and Geomorphology*, in Gregory, K. J. and Goudie A. S. (editors), The SAGE Handbook of Geomorphology, SAGE, London.

Longwell R. Ch., Flint, F. R., Sanders E. J. (1963), *Physical geology*, John Wiley and Sons, New York.

Lonne, I. (1993), *Physical signatures of ice advance in a Younger Dryas ice-contact delta, Troms, northern Norway: implications for glacier-terminus history*, Boreas, 22.

Lozinski, W. (1909), *Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemäßigten Klima*, Bulletin International de l'Academie des Sciences de Cracovie, Classe des Sciences Mathematiques et Naturelles 1.
Lundqvist, J. (1969), *Problems of the so-called Rogen Moraine*, Sveriges Geologiska Undersokning, C 648.
Lundqvist, J. (1981), *Moraine morphology – terminological remarks and regional aspects*, Geografiska Annaler, 63A.
Lupei, N., (1968), *Geologie minieră*, Editura Tehnică, București.
Lyell, C. (1830), *Principles of Geology: being an attempt to explain the former changes of the Earth's surface, by reference to causes now in operation*, vol. 1, John, Murray, London.
Mac, I. (1976), *Geomorfologie*, vol. I, Centrul de multiplicare al Universității Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca.
Mac, I. (1980), *Geomorfologie*, vol. II, Centrul de multiplicare al Universității Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca.
Mac, I. (1986), *Elemente de Geomorfologie dinamică*, Editura Academiei Române, București.
Mac, I. (1996), *Geomorfosfera și geomorfosistemele*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
Mac, I. (2000), *Geografie generală*, Editura Europontic, Cluj-Napoca.
Mac, I. (2002), *Geomorfologia environmentală – abordare metodologică*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai" Cluj-Napoca, seria Geographia, an XLVII, nr. 1.
Mac, I. (2003), *Știința mediului*, Editura Europontic, Cluj-Napoca.
Mac, I., Blaga, L. (2004), *Analize sectorial fractale și morfologic funcționale în complex vale-versant. Aplicații în Munții Plopișului*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai", Geographia, XLIX, 1, Cluj-Napoca
Mac, I., Petrea, D. (2002), *Polisemia fenomenelor geografice extreme*, în Sorocovschi, V. (editor) Riscuri și catastrofe, vol. I, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.
Mac, I., Tudoran, P. (1975), *Inițieri practice în cunoașterea reliefului*, Centrul de multiplicare al Universității Cluj-Napoca.
Mager, S., Fitzsimons, S., Frew, R. Samin, D., Lorrain, R. (2009), *Composition and origin of amber ice and its influence on the behaviour of cold glaciers in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica*, Journal of Glaciology, Vol. 55, No. 190.
Maizels, J. (2002), *Sediments and landforms of modern proglacial terestrial environments*, în Menzies, J. (editor) Modern and Past Glacial Environments, Butterworth-Heinemann, Oxford. Chapter 9.
Makin, J. H. (1948), *Concept of the graded river*, Bull. Geol. Surv. of Amer., 59.

Manasypov, R. M., Shirokova, L. S., Pokrovsky, O. S. (2007), *Experimental modeling of thaw lake water evolution in discontinuous permafrost zone: Role of peat, lichen leaching and ground fire*, Science of the Total Environment, 580.

Mann, U., Pradhan, B., Prechtel, N., Buchroithner, M. F. (2012), *An Automated Approach for Detection of Shallow Landslides from LiDAR Derived DEM Using Geomorphological Indicators in a Tropical Forest*, in Pradhan, B. and Buchroitner, M. Terrigenous Mass Movements Detection, Modelling, Early Warning and Mitigation Using Geoinformation Technology, Springer.

Marga, A., Minică, Ș., Mureșan, M. (2004*), Introducere în teoria argumentării și metodologie*, Presa universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

Martonne, Emm. de (1926), *Traite de Geographie Physique*, Armand Colin, Paris.

Martonne, Emm. de (1948), *Traite de Geographie Physique*, tome second, Le relief du sol, Armand Colin, Paris.

Masselink, G., Pattiaratchi, C. B. (1998), *Morphological evolution of beach cusps and associated swash circulation patterns*, Marine Geology, 146.

Mejia-Navaro, M., Wohl, E. E., Oaks, S. D. (1994), *Geological hazards, vulnerability, and risk assessment using GIS: model for Glenwood Springs*, Colorado, Geomorphology, 10.

Menzies, J. (1995), *Hydrology of glacier*s, în Menzies, J. (editor), Glacial environments, vol: 1: Modern glacial environments. Processes, dynamics and sediments, Butterworth Heinemann, Oxford.

Menzies, J. (2002), *Modern and Past Glacial Environments*, Menzies, J. (editor), Butterworth-Heinemann, Oxford.

Menzies, J. and Shilts, W. W. (1996), *Subglacial Environments*, în J. Menzies (editor) Past Glacial Environments – Sediments, Forms and Techniques, Chapter 2, Volume II, Butterworth-Heinemann, Oxford.

Menzies, J. and Shilts, W. W. (2002), *Subglacial Environments*, în Menzies, J. (editor) Modern and Past Glacial Environments, Chapter 8, Butterworth-Heinemann, Oxford.

Mihăilescu, V. (1957), *Piemonturile*, Comunicările Academiei R. P. R., t. VII, nr. 1, București.

Mihăilescu, V. (1959), *Porniturile de teren de la Pucioasa*, Probleme de Geografie, t. VI.

Morais, E. S., Rocha, P. C., Hook, J. (2016), *Spatiotemporal variations in channel changes caused by cumulative factors in a meandering river: The lower Peixe River, Brazil*, Geomorphology, no. 273.

Morariu, T., Velcea Valeria, (1971), *Principii și metode de cercetare în geografia fizică,* Editura Academiei, București.

Morgan, W. J. (1972), *Deep mantle convection plumes and plate motions*, Bull. American. Ass. Petr. Geol., v. 56, no. 2.

Mosley, M. P. (1982), *Analysis of the efect of changring dischange on channel morphology and instream uses in a braided river, Ohau River, New Zeeland*, Water, res. Research, vol. 18, no. 4.

Mrazec, L. (1906), *Les Plis à noyaux de percement*, Bull. Soc. Sci. Bucharest.

Muller S. W. (1943), *Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems*, U.S. Engineers Office, Strategic Engineering Study, Special Report 62.

Muntean, O. L. (2005), *Evaluarea impactului antropic asupra mediului*, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.

Nanson, G. C. (1980), *Point bar and floodplain formation of the mendering Beatton River, Northestern British Columbia Canada*, Sedimentology, no. 27.

Naum, T., Grigore, M. (1974), *Geomorfologie*, Editura Didactică și Pedagogică, București.

Nedelcu, E. (1965), *Cercetarea reliefului glaciar și crionival în Carpați*, în Îndrumător pentru cercetări geografice (cercetări fizico-geografice), Biblioteca geografului, nr. 2, Soc. Șt. Nat. Geogr., București.

Nelson, S. A. (2001), *Physical Geology. Desert*, Earth and Environmental Science, Tulane University. http://www.tulane.edu/~sanelson/eens1110/deserts.pdf

Niculescu, Gh. (1957), *Influențe litologice și structurale în morfologia glaciară*, Analele Româno-sovietice, seria Geologie-Geografie, nr. 4.

Niculescu, Gh. (1965), *Munții Godeanu. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București.

Nir, D. (1983), *Man, a geomorphological agent*, Keter, Ierusalem.

O'Keefe, P., Westgate, K., Wisner, B. (1976) *Taking the naturalness out of natural disasters*, Nature, 260.

Ollier, C. D. (1969), *Volcanoes*, Australian National University Press, Canberra.

Ollier, C. D. (1988), *Volcanoes*, Blackwell, Oxford.

Ollier, C. D., Pain, C. F. (2000), *The origin of mountains*, Routledge, London.

Orlescu, M., (2001), *Hidrotehnica generală*, Editura Orizonturi Universitare, Timișoara.

Page, B. G. N., Bennett, J. D., Cameron, N. R., Bridge, D. McC., Jeffery, D. H, Keats, W., Thaib, J. (1979), *A review of the main structural and magmatic features of northern Sumatra*, Journ. Geol. Soc., v. 136, no. 5

Panizza, M. (1996), *Environmental geomorphology*, Elsevier, Amsterdam.

Pauliuc, S., Dinu, C. (1985), *Geologie structurală*, Editura Tehnică, București.

Pavlov, A. P. (1898), *Despre relieful câmpiilor și schimbările lui sub influența acțiunii apelor subterane și de suprafață*, (în rusă), Rev. Agriculturii, Moscova, t. III – IV.

Pavlov, A. P. (1903), *Landslides of the Sibirsk and Saraov parts of the Volga Region* (in Russian), Material to lean Geology of Russia, Issue 2. In: Proceedings of the Moscow Society of Naturalists, Moscow.

Pecs, M. (1966), *Lanscape sculpture by pleistocene cryogenetic processes in Hungary*, Acta geol., 10.

Penk, W. (1924), *Die Morphologische Analyse*, Geogr. Abh. Stuttgart.

Petrea, D. (1998), *Pragurile de substanță, energie și informație în sistemele geomorfologice*, Editura Universității din Oradea, Oradea.

Petrea, D. (2005), *Obiect, metodă și cunoaștere geografică*, Editura Universității din Oradea, Oradea.

Piacente, Sandra, (2005), *Antropogeomorfologia*, in Panizza, M. Manuale di Geomorfologia Aplicata, FrancoAngeli, Milano.

Pissart, A. (1963), *Les traces de pingos du pays Galles (Grande Bretagne) et du plateau des Hautes Fagnes (Belgique)*, Zeitschrift fur Geomorphologie – Neue Folge, Band 7, Heft 2, Berlin.

Playfair, J. (1802), *Ilustration of the Huttonian Theory of the Earth*, Neill & C, Edinburgh.

Posea, Gr. (1986), *Dicționar de termeni geografici de la A la Z*, Editura Științifică și enciclopedică, București.

Posea, Gr. (2001), *Vulcanismul și relieful vulcanic*, Editura fundației România de mâine, București.

Posea, Gr., Armaș, Iuliana (1998), *Geografie fizică. Terra – cămin al omenirii și sistemul solar*, Editura Enciclopedică, București.

Posea, Gr., Cioacă, A. (2003), *Cartografierea geomorfologică,* Edit. Fundației România de Mâine, București.

Posea, Gr., Popescu, N. (1973), *Piemonturile din România*, Realizări în geografia României, Editura Ştiinifică, București.

Posea, Gr., Grigore, M., Popescu, N., Ielenicz, M. (1976), *Geomorfologie*, ediția a doua, Editura didactică și Pedagogică, București.

Posea, Gr., Ilie, I., Grigore, M., Popescu, N., Ielenicz, M. (1969), *Probleme de geomorfologia României*, vol. I, Litografia Universității, București.

Powell, J. W. (1875), *Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries: Explored in 1869, 1870, 1871, and 1872, under the direction of the Secretary of the Smithsonian Institution*, Government Printing Office, Washington, D.C.

Pudasaini, S. P., Hutter, K. (2007), *Avalanche Dymanics. Dynamics of Rapid Flows of Dense Granular Avalanches*, Springer-Verlag, Berlin.

Raisz, E. (1962), *Principles of cartography*, McGraw-Hill Book Co., New York.

Ramsay, A. C. (1946), *The Denudation of South Wales*, Memoir of Geological Survey of Great Britain, I, HNSO, London.

Rapp, A. (1960), *Recent developement of mountain slopes in Karkevagge and surrounding, Northern Scandinavia*, Geografiska Annaler, vol. XLII, no. 2-3.
Rădoane, Maria, Rădoane, N. (1992), *Areal distribution of gullies by the grid square method. Case study: Siret and Prut interfluve*, RR GGG, serie Geographie, 36.
Rădoane, Maria, Rădoane, N. (2007a), *Răspunsul unei albii adâncite în roci coezive la acțiunea factorilor de control naturali și antropici*, Studii și cercetări de geografie, t. LIII-LIV, București.
Rădoane, Maria, Rădoane, N. (2007b), *Geomorfologie aplicată*, Editura Universității Suceava, Suceava.
Rădoane, Maria, Dumitru, D., Ichim, I. (2000), *Geomorfologie*, vol. I, Editura Universității Suceava, Suceava.
Rădoane, Maria, Dumitru, D., Ichim, I. (2001), *Geomorfologie*, vol. II, Editura Universității Suceava, Suceava.
Rădoane, Maria, Ichim, I., Rădoane, N. (1995), *Gully distribution and development in Moldavia*, Romania, Catena, 24.
Rădoane, Maria, Ichim, I., Rădoane, N., Surdeanu, V., (1999), *Ravenele. Forme, procese, evoluție*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
Rădulescu, D. P. (1976), *Vulcanii astăzi și în trecutul geologic*, Editura Tehnică, București.
Reti, Kinga (2009), *Diferențierea sistemului environmental în structuri urbane cu stări critice în bazinul Târnavei*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
Reyneck, H. E., Singh, I. B. (1975), *Depositional Sedimentary Environments*, Springer-Verlag, Berlin.
Rhoades, R., Sinacori, M. N. (1941), *The pattern of ground-water flow and solution*, Journal of Geology, 49.
Rice, R. J. (1977), *Fundamentals of Geomorphology,* Longman, London and New York.
Richards, K. (1982), *Rivers: form and procesess in alluvial channels*, Methuen, London.
Richtofen, F. (1886), *Führer für Forschungsreisende*, Aleitung zu Beobachtungen uber Gegenstande der physischen Geographie und Geologie, Berlin.
Ritmann, A. (1967), *Vulcanii și activitatea lor*, Editura Tehnică, București.
Ritter, D. F. (1982), *Process geomorphology*, second edition, William C. Brown, Dubuque.
Ritter, D. F. (1986), *Process geomorphology*, William C. Brown, Dubuque.
Robin, G. de Q. (1976) *Is the basal ice of a temperate glacier at the pressure melting point?* Journal of Glaciology, 16.
Robinson, H. (1970), *Morphology and landscape*, University Tutorial Press, London.
Roering, J. J., Hales, T. C. (2013), *Changing hillslopes: evolution and inheritance; inheritance and evolution of slopes*, Elsevier, in: Shroder, J. (editor in chief),

Marston, R. A., Stoffel, M. (editors), Treatise on Geomorphology, Academic Press, San Diego, CA, vol. 7, Mountain and Hillslope Geomorphology.
Rogers, J. D., Chung, J. (2016), *Applying Terzaghi's method of slope characterization to the recognition of Holocene land slippage*, Geomorphology, 265.
Romanovski, N. N. (1960), *Veneering frost structures*, Biul. Perygl., no. 7, Lodz.
Rose, J. (1987), *Drumlins as part of a glacier bedform continuum*, în Menzies, J. și Rose, J. (editori), Drumlin Symposium, Balkema, Rotterdam.
Roșian, G. (2009), *Evoluția versanților afectați de alunecări masive de tip glimee. Studiu de caz: versantul drept al Secașului Mic (Sectorul Tău-Secășel)*, Geographia Napocensis, anul III, nr. 1.
Roșian, G. (2011a), *Geomorfologia mediului. Caiet de lucrări practice*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca
Roșian, G. (2011b), *Modele de geomorfologie funcțională ale sistemului vale-versant din Depresiunea Transilvaniei*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
Roșian, G. Horvath, C., Niță, A., Benedek, Rozalia (2017), *Landslide spatial distribution analysis using GIS. Case study Secașelor Plateau*, Riscuri și catastrofe, an XVI, vol. 20, nr. 1.
Roșian, G., Horvath, C., Reti, Kinga-Olga, Boțan, C-N., Gavrilă, Ionela Georgiana (2016), *Assessing landslide vulnerability using bivariate statistical analysis and the frequency ratio model. Case study: Transylvanian Plain (Romania)*, Zeitschrift fur Geomorphologie, vol. 60/4.
Rudberg, S. (1973), G*lacial erosion forms of medium size - a discussion based on four Swedish case studies*, Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplement Band, 17.
Samia, J., Temme, A., Bregt, A., Wallinga, J., Guzzetti, F., Ardizzone, F., Rossi, M. (2017), *Characterization and quantification of path dependency in landslide susceptibility*, Geomorphology, 292.
Savarenski, F. P. (1935), *Experimental construction of a landslide classification*, (in russian), Geolog. Razvedochnyi Instit (TSNICTRI).
Savu, Al., Mac, I., Tudoran, P. (1973), *Aspecte privind geneza și vârsta teraselor din Transilvania*, Realizări în Geografia României, Editura Științifică, București
Scheidegger, A. E. (1970), *Theoretical Geomorphology*, second, revised edition, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York.
Scheidegger A. E. (1972), *Hydrogeomorphology*, *Journal of Hydrology*, 20.
Scheidegger, A. E. (1994), Hazards:
Schroeder, E. (1971), *Das Bewegungsbild der ozeanichen Kruste und Aspecte globaler Tectonik*, Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss., A. Geol. Palaont, Bd, 16, H. 3 – 5.
Schulson, E. M., Duval, P. (2009), *Creep and fracture of ice*, Cambridge University Press, New York.
Schumm, S. A. (1968), *Speculation concerning paleohydrologic control of terrestrial sedimentation*, Geol. Soc. Am. Bull, vol. 79.

Schumm, S.A. (1977), *The Fluvial System,* John Wiley and Sons, New-York, Chichester, Brisbane, Toronto.
Schumm, S. A. (1981), *Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications*, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., no. 31.
Schumm, S. A. (1985), *Patterns of alluvial rivers*, Ann. Rev. Earth Planet. Sci, no. 13.
Schumm, S. A. (1988), *Geomorphic hazards - problems of prediction*, Zeitschrift fur Geomorphologie, Suppl. Band, 67.
Selby, M. J. (1985), *Earth's changing surface. An Introduction to Geomorphology*, Clarendon Press, Oxford.
Selby, M. J. (1990), *Earth's changing surface. An Introduction to Geomorphology*, paperback reprinted in 1990, Clarendon Press, Oxford.
Seret, G. (1979), *La genese de drumlins*, in Schluchter, Ch. (editor), Moraines and Varves: Origin, Genesis, Clasification, A. A. Balkema, Rotterdam.
Seyfert, C. K., Sirkin, L. A. (1973), *Earth history and tectonics*, Harper & Row, New York.
Sharp, M. (1988), *Living ice. Understanding glaciers and glaciation*, Cambridge University Press, Cambridge.
Sharpe, C. F. S. (1938), *Landslides and Related Phenomena: A Study of Mass Movements of Soil and Mantle Rock*, Columbia Geomorphic Studies, no. 2, Columbia University Press, New York.
Shoemaker, E. M. (1988) O*n the formulation of basal debris drag for the case of sparse debris*, Journal of Glaciology, 34.
Slaymaker, O. (1991), *Field experiments and measurements programs in geomorphology*, A. A. Balkema, Rotterdam.
Slaymaker, O., Kelly, R. E. J. (2007), *The Cryosphere and Global Environmental Change*, Environmental Systems and Global Change Series, Blackwell, Victoria.
Small, R. J. (1970), *The study of Landforms. A Textbook of Geomorphology*, Cambridge University Press, Cambridge.
Smith, H. T. U. (1948), *Giant glacial grooves in northwest Canada*, American Journal of Science, 246.
Spătaru, A. (1965), *Deferlarea valurilor, Hidrotehnica, gospodărirea apelor, meteorologia*, 10, 5.
Stamatiu, M., Uşer, I. (1952), *Manualul inginerului de mine*, vol. III, Editura Tehnică, Bucureşti.
Starosolszky, O., Melder, O. M. (1989), *Hydrology of disasters*, WMM, James & James, London.
Steno, N. (1669), *De solido intra solidum naturaliter contento dissertationis prodromus*, Florentia.
Strahler, A. N. (1963), *The Earth Science*, Harper and Row, New York.
Strahler, A. N. (1973), *Geografie fizică,* Ed. Ştiinţifică şi enciclopedică, Bucureşti.

Strahler, A. H., Strahler, A. N. (1992), *Modern physical geography*, fourth edition, John Wiley and Sons, New York.
Strakhov, N. M. (1967), *Principles of Litho-genesis*, vol. 1, Oliver and Boyd Ltd., Edinburgh.
Subbotin, V. I., Sorokin, D. N., Kurjavzev, A. P. (1968), *Obobstenaja zavisimost dlja razchota plotdachi pri razvitom kipenii stelochnych metallov*, Atomnaja Energija, 29(5), 45.
Suess, E. (1975), *Die Entstehung der Alpen*, Wilhelm Braumuller, Wien.
Sugden, D. E. (1982), *Arctic and antarctic*, Oxford, Blackwell.
Sugden, D. E., John, B. S. (1976), *Glacier and landscape. A geomorphological approach*, Edward Arnold, London.
Summerfield, M. A. (1991), *Global Geomorphology: An Introduction to the Study of Landforms*, Harlow, Essex: Longman.
Sundborg, A. (1956), *The river Klaralven, a study of fluvial processes*, Geografiska Annaler, 38.
Surdeanu, V. (1998), *Geografia terenurilor degradate.* I. *Alunecări de teren,* Ed. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
Taber, S. (1930), *The mechanics of frost having*, Journal of Geology, 38.
Takeshita, K. (1961), *Theoretical analysis of slope evolution based on laboratory experiments and relative consideration*, Bull. Fukuoka-ken Forest Experiment Station, 16.
Tamura, T. (1978), *Geomorphic conditions for development of residential districts with preserved open space in the hills*, Conf. Assoc. Japan. Geogrs., 14.
Taylor, G. (1926), *Glaciation in the S.W. Pacific*, Proceedings of the 3rd Pan-Pacific Congress, Tokyo, 1924.
Tazief, H. (1991), *Vulcanii și deriva continentelor*, Editura Științifică, București.
Thornbury, D. W. (1954), *Principles of geomorphology*, Chapman and Hall, Ney York.
Thywissen, Katharina (2006), *Components of Risk. A Comparative Glossary*, SOURCE 2/2006, United Nations University – institut of Environment and Human Security, Bonn.
Tobin, G. A., Montz, B. E. (1997), *Natural Hazards: Explanation and Integration*, Guilford Press, New York.
Trenhaile, A. S. (1976), *Cirque morphometry in the canadian Cordillera*, Annals of the Association of American Geographers, 66, 3.
Tricart, J., (1953), *La geomorphologie et les hommes*, Rev. Geomorph. Dyn., 4.
Tricart, J. (1968), *Precis de geomorphologie*, vol. I, Geomorphologie structurale, SEDES, Paris.
Tricart, J. (1977), *Precis de geomorphologie*, tome II, Geomorphologie Dynamique Generale, SEDES, Paris.

Troll, C. (1944), *Strukturboden, solifluktion und frostklimate der Erde*, Geol. Rundschau, 34.
Tsoar, H. (1984), *The formation of seif dunes from barchans – a discussion*, Z. Geomorph. N. F., 28, 1.
Tufescu, V. (1966), *Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată,* Edit. Academiei, București.
Urdea, P. (1996), *Asupra unor microforme glaciare din Carpații Meridionali*, Studii și cercetări de geografie, t. XLIII.
Urdea, P. (2000), *Munții Retezat. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București.
Urdea, P. (2005), *Ghețarii și relieful*, Editura Universității de Vest, Timișoara.
Uyeda, S. (1972), *Derive des continents et tectoniques des plaques*, La Recherche, v. 3, no. 25.
Van der Veen, C. J. (1999), *Fundamentals of glacier dynamics*, A. A. Balkema, Rotterdam.
Varenius, B. (1650), *Geographica generalis*, Amstelodami.
Veyret, Y. Valadas, B. (1998), *L'eau sous forme solide*, în Veyret, Y. (editor), L'erosion entre nature et societe, SEDES.
Van Vliet-Lanoe, B. (1988), *The origin of patterned grounds in N.W. Svalbard*, V. Int. Conf. Permafrost, Trondheim, Norway, Tapir Publishers, 2.
Varnes, D. J. (1978), *Slope movement and types processes*, in Schuster, R. L., Krizek, R. J. (editors), Landslides: Analysis and Control Transportation Res. Board Special Rep. 176, National Academy Science, Washington.
Varnes, D. J. (1984), *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*, UNESCO Press, Paris.
Vâlsan, G. (1945), *Procese elementare în modelarea scoarței terestre*, S. R. G., București.
Vâlsan, G. (1933), *Geografie fizică*, Universitatea din București, București.
Walper, J. L. (1980), *The tectono-sedimentary history of the Caribbean basins and their hydrocarbon potențial*, in A. D. Miall (editor), Fact and principles of world petroleum occurence, Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem. 6.
Washburn, A. L. (1956), *Classification of patterned ground and review of suggested origins*, Bull. Geol. Soc. Am, LXVII.
Washburn, A. L. (1979), Geocryology. A Survey of Periglacial Processes and Environments, Edward Arnold, London.
Wegener, A. (1915), *Die Enstehung der Kontinente und Ozeane*, in Sammlung Vieweg, 23, – Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.
Weertman, J. (1967) *An examination of the Lliboutry theory of glacier sliding*, J. Glaciol., 6 (46).

Werner, A. G. (1787), *Kurze Klassifikation und Beschreibung der verschiedenen Gebirgsarten*, Dresden.
White, G. F. (1974), *Natural Hazards. Local, National, Global*, in White, G. F. editor, Oxford Univ. Press, London, Toronto, New York.
White, J. F. (1966), *Convex-concave landslopes: a geometrical study*, Ohio Journal of Science, vol. 66, issue 6.
Whiteman, C. A. (1995), *Process of terrestrial deposits*, în Menzies, J. (editor), Glacial environments, vol. 1: Modern glacial environments. Processes, dynamics and sediments, Butterworth Heinemann, Oxford.
Whittow, J. (1984), *The Penguin Dictionary of physical geography*, Penguin Books, London.
Wilhelmy, H. (1974), *Klimageomorphologie in Stichworten*, Ferdinand Hirt, Kiel.
Williams, H. (1941), *Calderas and their origin*, Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. , 21.
Wilson, J. T. (1963), *Continental drift*, Scient. Amer., v. 208, no. 4.
Wilson, J. T. (1965), *Evidence from ocean islands suggesting movement in the Earth*, Phil. Trans. Royal Soc. London, ser. A, v. 258, no. 1088.
Wilson, J.T. (1973), *Mantle plumes and plat e motions*, Tectonophysics, 19(2).
Wilson, M. (1993), *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*, Chapman and Hall, London.
Wolman, G. M., Leopold, L. B. (1957), *River flood plains: some observations on their formation*, U. S. Geol. Survey, 271.
Yarilov, A. A. (1905), *Pedology as independent natural-scientific discipline about the Earth*, Yur'ev University, Estonia.
Young, A. (1963), *Some field observations of slope form and regolith and their relation to slope developement*, Trans. Inst. Br. Geogr., 32.
Young, A. (1964), *Slope profile analysis*, Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplement Band, 5.
Young, A. (1970), *Slope form in the Xavantina-Cachimbo Area*, Geogrl. J., 136.
Young, A. (1972), *Slopes*, Oliver and Boyd, Edinburgh.
Zaruba, Q., Mencl, V. (1974), *Alunecările de teren și stabilizarea lor,* Edit. Tehnică, București.
Zachar, D. (1982), *Soil erosion*, Elsevier, Amsterdam.
Zăvoianu, I., Dragomirescu, Șt. (1994), *Asupra terminologiei folosite în studiul fenomenelor naturale extreme*, SCGGG – Geogr., XLI.
Zernith, E. R. (1932), *Drainage patterns and their significance*, Journal of Geology, 40.
Zilliacus, H. (1989), *Genesis of DeGeer moraines in Finland*, Sedimentary Geology, 62.
Zotic, V. (2005), *Componentele operaționale ale organizării spațiului geografic,* Edit. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
http://polarpedia.eu/en/palsa/
https://en.Wikipedia.org/ wiki/Gotthard_Base_Tunnel

ISBN: 978-606-37-0247-1